Ministry of
Northern Development
and Mines
Ontario

Geology and Mineral Deposits of the Sudbury Structure

by

B.O. Dressler
W.V. Peredery
T.L. Muir

Ontario Geological Survey
Guidebook 8

Cover Photograph: The distinctive fractures termed shatter cones are known to form by passage of shock waves through rocks. The Sudbury Igneous Complex is surrounded by a zone, over 16 km wide, of rocks containing shatter cones. The outcrop on Ramsey Lake Road near Laurentian University (Location 1) has some of the best and most abundant shatter cones found to date in the Sudbury area. The host rock is quartz arenite of the Mississagi Formation of the Huronian Supergroup. Cones are approximately 50 cm long. If you visit this site, PLEASE—NO HAMMERING. Leave the outcrop for others to enjoy.

© Queen's Printer for Ontario, 1992

ISBN 0-7729-9824-8

Publications of the Ontario Geological Survey and the Ministry of Northern Development and Mines are available from the following sources. Orders for publications should be accompanied by cheque or money order payable to the *Treasurer of Ontario.*

Reports, maps and price lists (personal shopping or mail order):

Mines and Minerals Information Centre
Room M2-17, Macdonald Block
900 Bay Street
Toronto, Ontario
M7A 1C3
1-800-665-4480

Reports and accompanying maps only (personal shopping):

Publications Ontario
Main Floor, 880 Bay Street
Toronto, Ontario M7A 1N8

Canadian Cataloguing in Publication Data

Dressler, Burkhard O.
Geology and mineral deposits of the Sudbury structure

(Geological guidebook ; 8)
ISBN 0-7729-9824-8

1. Geology–Ontario–Sudbury Region. 2. Minerals–Ontario–Sudbury Region.
I. Peredery, Walter V. II. Muir, T. L. (Thomas Lloyd). III. Ontario Geological Survey
IV. Ontario. Ministry of Northern Development and Mines. V. Title.
VI. Series: Geological guidebook (1992) ; 8.

QE191.D73 1992 557.13'133 C92-092554-5

Every possible effort is made to insure the accuracy of the information contained in this report, but the Ministry of Northern Development and Mines does not assume any liability for errors that may occur. Source references are included in the report and users may wish to verify critical information.

If you wish to reproduce any of the text, tables or illustrations in this report, please write for permission to the Director, Ontario Geological Survey – Information Services Branch, Mines and Minerals Research Centre, 933 Ramsey Lake Road, Sudbury, Ontario P3E 6B5.

Parts of this publication may be quoted if credit is given. It is recommended that reference be made in the following form:

Dressler, B.O., Peredery, W.V. and Muir, T.L. 1992. Geology and mineral deposits of the Sudbury Structure; Ontario Geological Survey, Guidebook 8, 33 pages.

Scientific Editor: M. Easton

Maracle-1500-92

93-00878/

CONTENTS

Introduction 1
General Geology 3
Introduction 3
Tectonism, Brecciation, and Deformation of the Footwall Rocks of the Sudbury Structure 3
Tectonism — Overturned Country Rocks near the South Range Structure 3
Breccias in the Footwall Rocks 3
Sudbury Breecia 3
Footwall Breccia 7
Shock Metamorphism 9
The Whitewater Group 9
Onaping Formation 9
Basal Member 9
Gray Member 9
Black Member 12
Melt Bodies 12
Onwatin Formation 13
Chelmsford Formation 13
Mineralization in the Whitewater Group 14
The Sudbury Igneous Complex 14
Main Mass 14
Sublayer 17
The Sudbury Ore Bodies 18
Deposit Types 18
South Range Deposits 18
North Range Deposits 18
Offset Deposits 18
Fault-Related Deposits 18
Miscellaneous Deposits 19
Mineralogy and Composition of the Deposits 19
Structural Geology 20
The Origin of the Sudbury Structure 22
Outcrop Descriptions 24
References 30
Generalized Precambrian Geology of the Sudbury Area map ..... pocket

Preface

This guidebook is based on a review paper on the Sudbury Structure by Dressler, Gupta and Muir (1991) and on a guidebook published by Peredery (1990). Much of the text in this guide has been taken verbatim from these publications.

For more detailed information on the Sudbury Structure, the reader is referred to a comprehensive, well-illustrated volume published in 1984 by the Ontario Geological Survey (Pye et al. 1984). This volume includes several geoscientific maps and plans.

B.O. Dressler
Ontario Geological Survey, Sudbury, Ontario

W.V. Peredery
Inco Limited, Copper Cliff, Ontario

T.L. Muir
Ontario Geological Survey, Sudbury, Ontario

Introduction

The Early Proterozoic Sudbury Structure lies in south-central Ontario at the present boundary of the Archean Superior Province with the Proterozoic Southern Province [the Southern Province is defined herein — as is customary in the geological literature — as that region of the Canadian Shield underlain by rocks of the Huronian Supergroup and other Proterozoic rocks], just north of the Grenville Province (Figure 1). It comprises norites, quartz gabbro, and granophyres of the Sudbury Igneous Complex, the heterolithic breccias, mudstones, siltstones and wackes of the Whitewater Group, and brecciated footwall rocks present around the Igneous Complex. In plan view, the Sudbury Igneous Complex is elliptical in shape; approximately 27 km by 60 km in size (*see* Figure 1). Two types of breccias related to the genesis of the structure occur in the footwall of the structure; the heterolithic Footwall Breccia, which lies at the lower contact of the Igneous Complex, and the Sudbury Breccias (pseudotachylites), which are very widespread and occur up to 80 km north of the Igneous Complex. The footwall rocks are Archean gneisses and granitic and mafic igneous rocks to the north, west, and east of the Complex, and metavolcanic and metasedimentary rocks of the Early Proterozoic Huronian Supergroup to the south. The Early Proterozoic Creighton and Murray granite plutons intrude the Huronian Supergroup along the south-central margin of the Sudbury Igneous Complex and locally form the footwall rocks.

The Whitewater Group consists of impact-generated and/or volcanogenic breccias of the Onaping Formation, the pelagic sedimentary rocks of the Onwatin Formation, and turbiditic wackes of the Chelmsford Formation. It is contained in the central depression of the Sudbury Structure known as the Sudbury Basin.

The Sudbury Igneous Complex lies structurally below the Whitewater Group. The lowermost unit of the Igneous Complex is the Sublayer. It intrudes along the contact between the Main Mass of the Complex and the footwall rocks where it is known as Contact Sublayer and forms several dikes in the surrounding rocks known as Offset Dikes. The Sublayer contains many of the nickel-copper ore bodies of the Sudbury area, but ore bodies occur also in the footwall rocks and the Footwall Breccia. The Offset Dikes and the Contact Sublayer are composed of gabbro to quartz diorite and feature a multitude of inclusions derived from the footwall. Mafic-ultramafic inclusions also occur and are commonly associated with Sublayer ore bodies. They are possibly derived from the lowermost, unexplored parts of the Igneous Complex (Naldrett 1984c).

The origin of the Sudbury Structure, the Sudbury Igneous Complex and associated ores has long been a subject of controversy. The heterolithic Footwall Breccia, the pseudotachylites (Sudbury Breccia) around the Igneous Complex, the heterolithic breccias of the Onaping

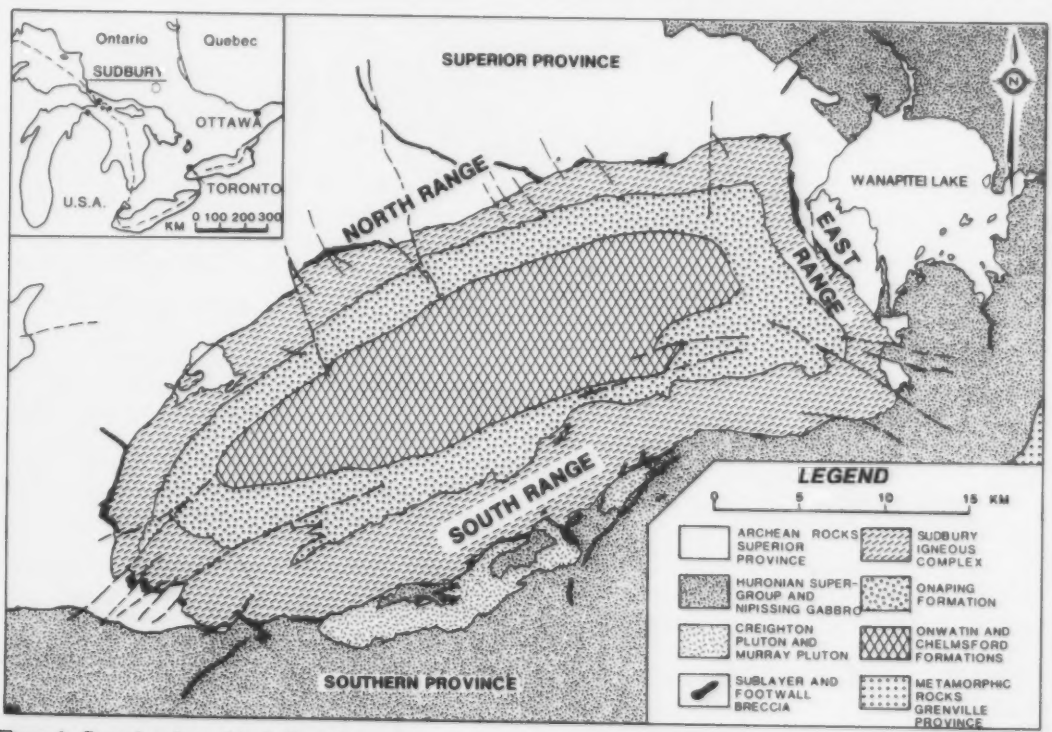

Figure 1. General geology of the Sudbury Structure.

Formation, and shock metamorphic features in the various breccias and the footwall rocks are, collectively, indications of a catastrophic event. For one school of thought, this catastrophic event was an endogenic volcanic explosion. Another school explains these features as the result of an impact of a large meteorite.

The rocks of the Sudbury Igneous Complex commonly were considered as magmatic units (Barlow 1904, 1906; Coleman et al. 1929; Walker 1935; and many authors since) whose intrusion possibly was triggered by the catastrophic "Sudbury Event" (Dietz 1964; Peredery and Morrison 1984; Dressler et al. 1987). Dence (1972) considered portions of the micropegmatite (granophyre) of the Igneous Complex to represent an impact melt. More recently, Faggart et al. (1985) and Stöffler et al. (1989), based on geochemical and planetological considerations including impact models, interpreted all the units of the Igneous Complex as impact melts.

Likewise diametrically opposed views have been expressed on the origin of the Sudbury ores. Conventionally, the sulphide ores were thought to be of a magmatic (e.g., Bell 1891; Naldrett 1984a) or hydrothermal (Dickson 1903; Wandke and Hoffman 1924) origin, whereas Dietz (1972) proposed a derivation from an impacting bolide. Naldrett (1984a) advocated a magmatic origin of the mineralization in which sulphide precipitation was triggered by the con tamination of a mafic magma through the assimilation of silica-rich country rock.

General Geology

INTRODUCTION

The catastrophic Sudbury Event, an endogenic explosion or meteorite impact, is believed to have caused extensive brecciation and deformation and possibly — as advocated by proponents of the impact hypothesis — large-scale tectonism of the country rocks of the Sudbury Structure. Rock units formed by this event are pseudotachylites (Sudbury Breccia), Footwall Breccia and heterolithic breccias of the Onaping Formation. Shock metamorphic features occur in these breccias and the footwall rocks to the Sudbury Igneous Complex, but not in the units of the Igneous Complex and the rocks of the two upper formations of the Whitewater Group (see below).

The Whitewater Group consists of the heterolithic breccias of the Onaping Formation at its base, overlain by the mudstones of the Onwatin Formation and the wackes of the Chelmsford Formation. The two upper formations are not directly related to the Sudbury Event.

The Sudbury Igneous Complex is overlain by, and has intrusive contacts with, breccias of the Onaping Formation. It is, therefore, commonly believed to be at least somewhat younger than the Sudbury Event. This belief, however, has recently been contested by some proponents of the impact hypothesis (Faggart et al. 1985; Stöffler et al. 1989; Brockmeyer 1990). The age relationship of the Onwatin and Chelmsford formations with respect to the Sudbury Igneous Complex is not known.

The Sudbury Igneous Complex consists of several units. Norites, quartz gabbro and granophyres make up its "Main Mass" and the Sublayer forms its base. Several gabbroic and, in places, inclusion-bearing dikes intrude rocks of the Whitewater Group. If these are related to and contemporaneous with the Sudbury Igneous Complex, they would indicate a pre-igneous complex age for all of the Whitewater Group.

Table 1 summarizes the lithostratigraphy and geochronology of the rock units of the Sudbury area. The Sudbury Event itself cannot be dated directly, but is probably close to 1850 Ma (Krogh et al. 1984), the age of the Sudbury Igneous Complex.

TECTONISM, BRECCIATION, AND DEFORMATION OF THE FOOTWALL ROCKS OF THE SUDBURY STRUCTURE

Tectonism — Overturned Country Rocks near the South Range Structure

The South Range supracrustal footwall rocks of the Huronian Supergroup, in several places (Drury, Denison, and Falconbridge townships), dip vertically or are overturned and north dipping, where they are within 100 to 750 m of the Sudbury Igneous Complex (Card 1968; Dressler 1984c, 1987). Further away from the Sudbury Igneous Complex, dips in the footwall rocks are to the south and, in general, decrease in magnitude from 90° to about 35° (Dressler 1987). Overturned collars have been observed at several meteorite impact craters, for example the Vredefort Structure in South Africa and the Decaturville Structure in Missouri (Offield and Pohn 1977).

Breccias in the Footwall Rocks

SUDBURY BRECCIA

Sudbury Breccias (Fairbairn and Robson 1942, 1943; Speers 1957; Card 1978; Dupuis et al. 1982; Dressler 1984c; Brockmeyer 1986; Müller-Mohr 1988) are pseudotachylites, very similar to those described by Shand (1916) from the type location of the Vredefort Structure in South Africa. They occur peripheral to the Sudbury Igneous Complex in rocks of the Southern and Superior Provinces up to a distance of about 80 km away from the Sudbury Igneous Complex (Figure 2).

Sudbury Breccia bodies are most abundant in a zone 5 to 10 km wide at the contact with the Sudbury Igneous Complex. Also, there is some field evidence for the presence of two or more discontinuous zones of increased brecciation about 20 to 25 km and 80 km away from the Igneous Complex (Dressler 1984c; Peredery and Morrison 1984). The breccias form irregular and tabular bodies ranging from a few millimetres thick to breccia zones 0.5 km by 11 km in dimension in the well-exposed rocks of the Huronian Supergroup south of the Igneous Complex. North of the Igneous Complex, where outcrops are less plentiful, the largest known breccia body is 100 to 200 m by 30 to 50 m in plan size. Most breccia dikes dip vertically or steeply and apparently have no obvious preferred orientation with respect to the present shape of the Sudbury Structure (Dressler 1984c). Sudbury Breccia dikes (Figure 3), cutting across Sudbury Breccia dikes, and fragments of Sudbury Breccia in Sudbury Breccia have been observed (Dressler 1984c).

Large fragments within the breccia are commonly subround to round, the smaller ones are commonly angular (Figure 4). In general, fragments are of the same rock type as their immediate host rocks. "Exotic" fragments (i.e., fragments from sources not exposed nearby) may occur in subordinate amounts, more so in larger bodies than in smaller ones.

The matrix of the Sudbury Breccia is grey or black and commonly consists of a microscopic to sub-microscopic, weakly recrystallized, massive rock (Dressler 1984c). Amygdules, tiny microliths and igneous textures have been observed in a few places. Cataclastic flow banding also occurs, but is not common. Regional meta-

Table 1. Lithostratigraphy and geochronology of the Sudbury area.

SOUTHERN PROVINCE

Footwall Rocks

PROTEROZOIC

Olivine Diabase (1250 Ma)

Intrusive Contact

Nipissing Intrusive Rocks (2220 Ma)[5]

Intrusive Contact

Creighton ($2333\pm^{32}_{22}$ Ma)[6] and
Murray (2388 Ma)[1] Granites

Intrusive Contact

Huronian Supergroup
Copper Cliff Formation: rhyolite
($2450\pm^{25}_{10}$ Ma)[1]

ARCHEAN

Archean Basement

Sudbury Structure

PROTEROZOIC

Olivine Diabase (1250 Ma)

Intrusive Contact

Trap Dikes[2]

Intrusive Contact

Sudbury Igneous Complex

- Sublayer[2]

Intrusive Contact

- Main Mass (1849 Ma)[1]
  Gabbro[2,3]

Whitewater Group

- Chelmsford Formation[2]
- Onwatin Formation[2]

Sudbury Event

- Onaping Formation[4]
- Sudbury Breccia
- Footwall Breccia
- Shock Metamorphism

SUPERIOR PROVINCE

PROTEROZOIC

Olivine Diabase (1250 Ma)

Intrusive Contact

ARCHEAN

Archean basement

- Pegmatite (2647 Ma ± 2)
- Levack Gneiss (2711 Ma ± 7)[1]

---

1 U/Pb, Krogh et al. 1984.
2 Absolute age unknown.
3 Gabbro in interior of Sudbury Basin, possibly related to Main Mass or Sublayer of the Sudbury Igneous Complex; intrusive contacts with all formations of the Whitewater Group.
4 Lower intercept age of inherited Archean (2711 Ma), shock metamorphic zircons in clasts of the Onaping Formation are 1836 ± 14 Ma, Krogh et al. 1984.
5 U/Pb, Corfu and Andrews 1986.
6 U/Pb, Frarey et al. 1982.

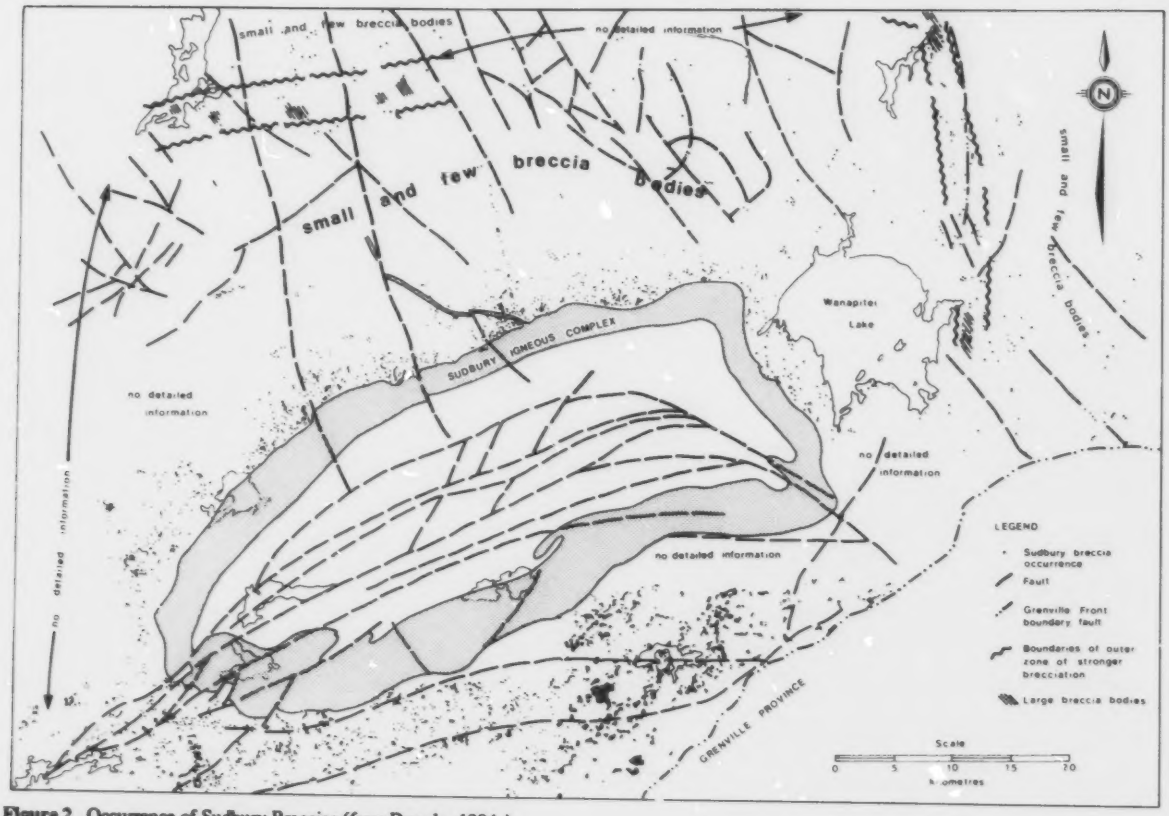

Figure 2. Occurrence of Sudbury Breccias (*from* Dressler 1984c).

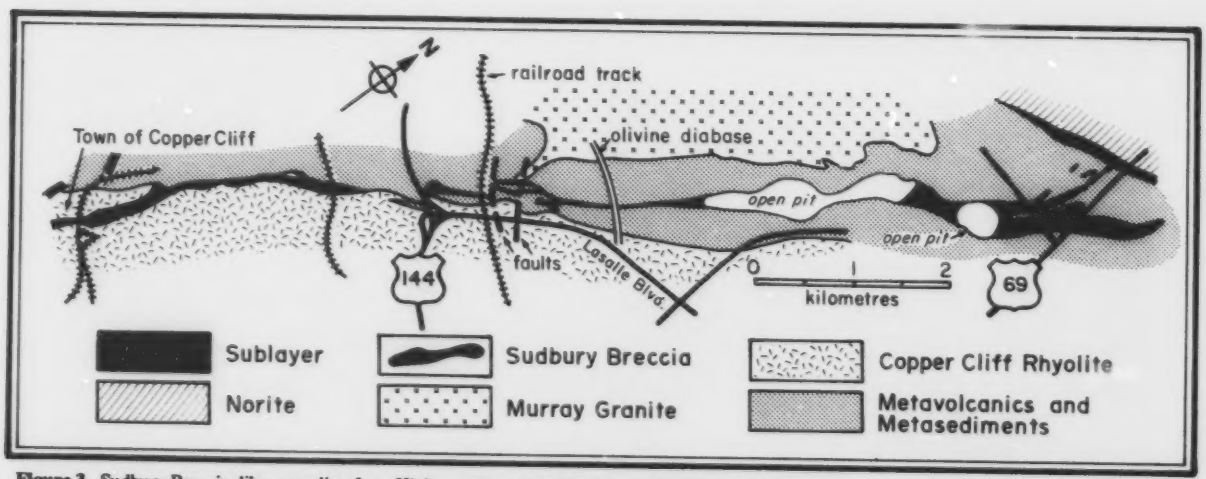

Figure 3. Sudbury Breccia dike extending from Highway 69 north of Sudbury to the town of Copper Cliff.

Figure 4. Sudbury Breccia, located near Hardy Open Pit, Levack Township.

Figure 5. Footwall Breccia, located at the bottom of the hill north of Strathcona mine, Levack Township.

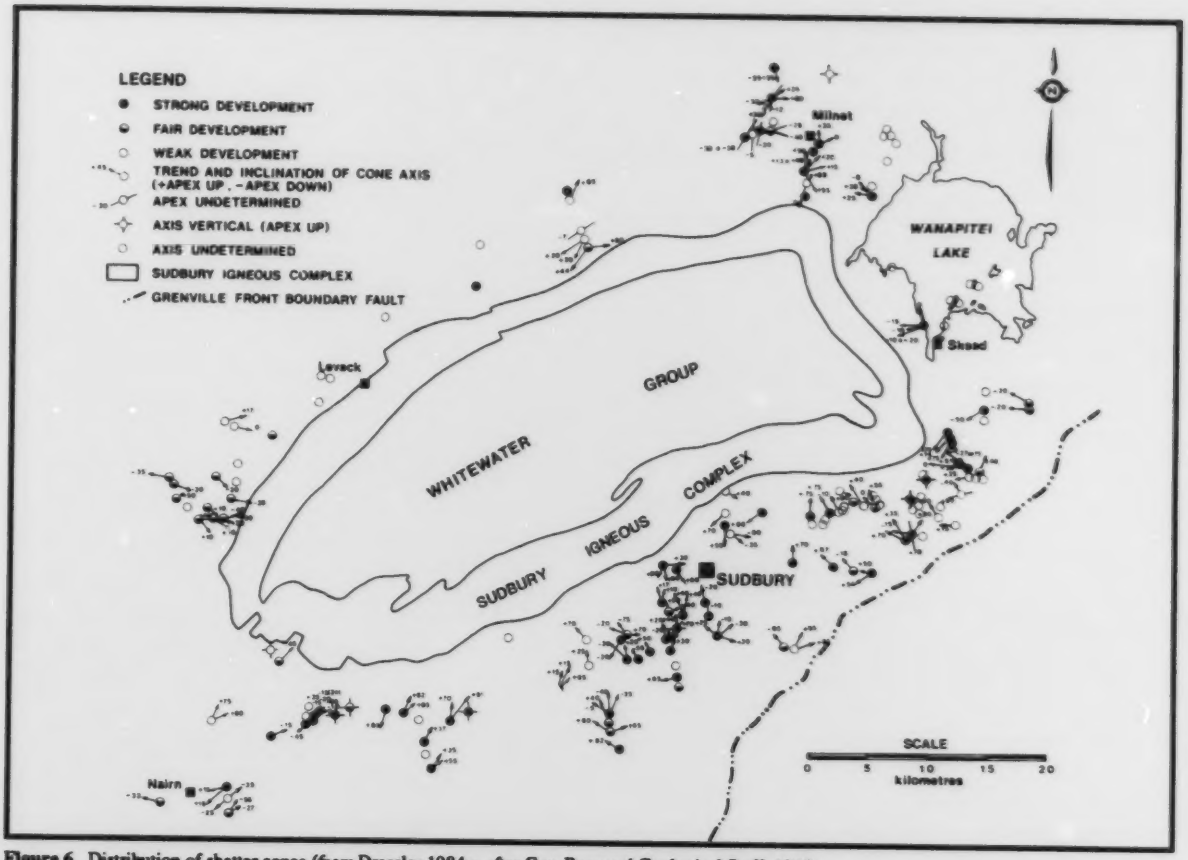

Figure 6. Distribution of shatter cones (*from* Dressler 1984c; *after* Guy-Bray and Geological Staff, 1966).

morphism, particularly south of the Sudbury Igneous Complex, and a 1.5 km wide contact metamorphic aureole related to the Sudbury Igneous Complex have obliterated many microscopic, diagnostic features, such as tiny microliths and amygdules.

Several geochemical investigations (Speers 1957; Card 1978; Dressler 1984c) suggest that the breccias were formed by an *in situ* process, involving host rocks of the breccias and fragments within the breccias. Dupuis et al. (1982) published geochemical results, which they interpret as evidence for an involvement of alkali-rich fluids and alkaline magmatism in the formation of the Sudbury Breccias. This interpretation has been disputed by Dressler (1984c).

FOOTWALL BRECCIA

The Footwall Breccia is most common in the North and East Ranges where it occurs as sheets and discontinuous bodies up to 150 m thick, parallel to the lower contact of the Sudbury Igneous Complex. Small Footwall Breccia dikes are also observed in the Archean gneisses north of the Igneous Complex. They are up to 1 m wide and occur up to 250 m from the main breccia bodies. Footwall Breccia inclusions in the Sublayer and the norite of the Igneous Complex, are also observed. Contacts between the breccia and the overlying Sudbury Igneous Complex are commonly sharp and those with the underlying footwall rocks are gradational across a "megabreccia" zone (Pattison 1979) up to 150 m wide.

The Footwall Breccia (Figure 5) is heterolithic and consists of angular to subround fragments of a wide range of sizes. Most rock fragments are derived locally, but exotic fragments also occur (Dressler 1984c). The matrix is commonly light coloured and has been characterized by Pattison (1979) as "mosaic granoblastic metamorphic" in texture. This description, however, does not encompass all microscopic features. Dressler (1984c) recognized features indicating shock metamorphic deformation of rock-forming minerals, and distinct granoblastic and granophyric textures in the matrix. These granoblastic and granophyric features are considered to be contact metamorphic in origin (Dressler 1984c). Some textures suggest that incipient melting has occurred close to the contact with the Sudbury Igneous Complex (Dressler 1984c; Lakomy 1989).

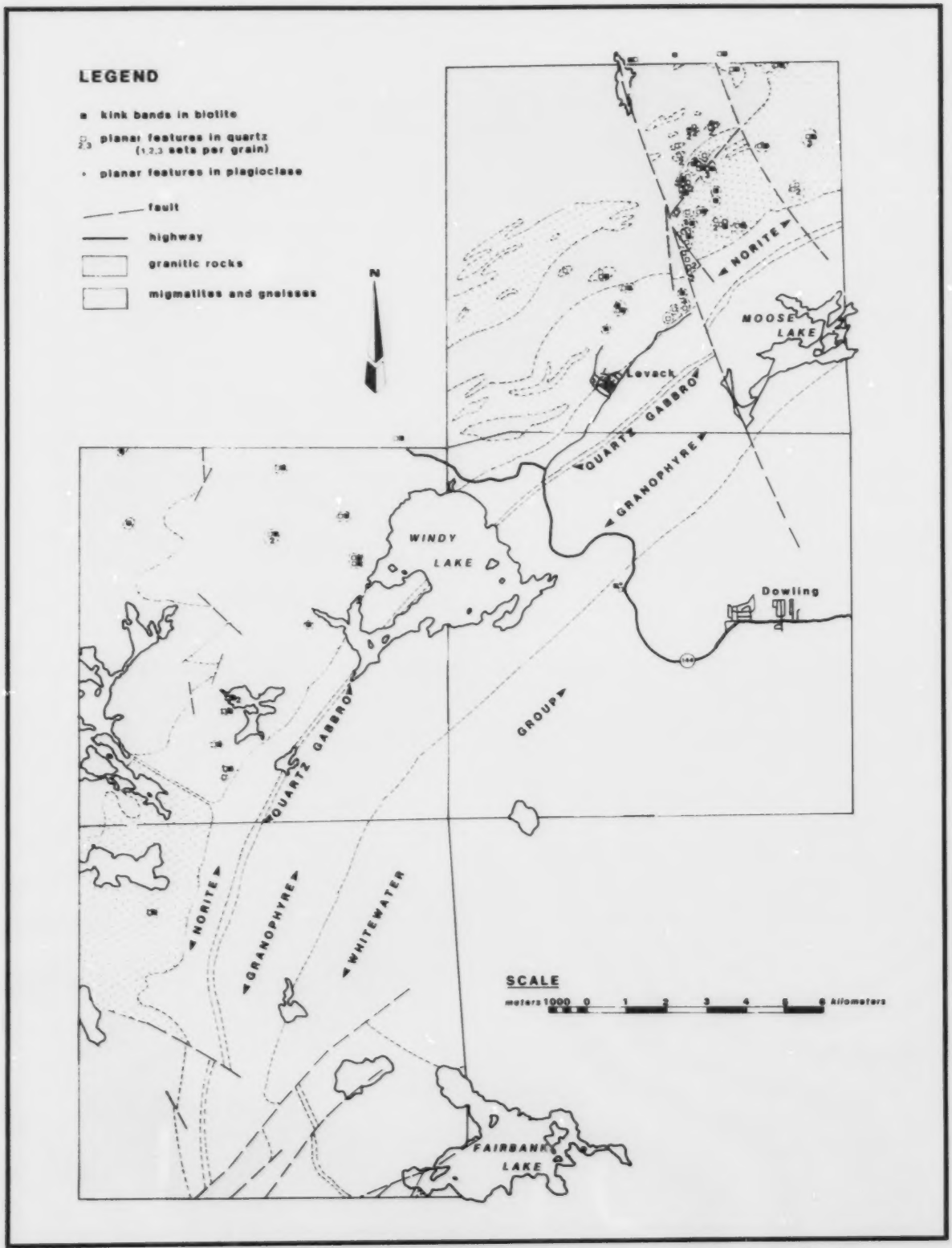

Figure 7. Distribution of various shock metamorphic features in the Archean footwall rocks northwest of the Sudbury Igneous Complex.

SHOCK METAMORPHISM

Shock metamorphism refers to changes in rocks and minerals resulting from the passage of high pressure shock waves. Shock metamorphic features have been observed in the footwall of the Sudbury Igneous Complex (Dence 1972; Guy-Bray and Geological Staff 1966; Dressler 1984c) and in the breccias of the Onaping Formation (French 1968, 1970, 1972; Peredery 1972a, 1972b; Muir and Peredery 1984). Their presence has been acknowledged by all recent researchers investigating the Sudbury Structure, and is not contested by proponents of an endogenic origin for the Sudbury Structure.

Shatter cones (*see* cover photograph) occur in all rocks around the Sudbury Igneous Complex older than 1850 Ma and have been observed as far as 17 km away from the Igneous Complex (Guy-Bray and Geological Staff 1966; Dressler 1984c)(Figure 6). Microscopic, shock metamorphic features in the footwall are planar elements in quartz and feldspar, kink bands in mica, and extreme fracturing in garnet. Dressler (1984c) investigated the zoning of shock metamorphic features in the North Range footwall. Figure 7 shows the distribution of various shock metamorphism features in the Archean footwall rocks northwest of the Sudbury Igneous Complex.

Shock metamorphic, planar elements are also present in the heterolithic breccias of the Onaping Formation. These breccias also feature a variety of inhomogeneous and homogeneous, recrystallized glasses (Muir and Peredery 1984) that are variously interpreted as diaplectic glasses (Peredery 1972a, 1972b; Peredery and Morrison 1984), that formed by shock pressures greater than approximately 30 GPa, or as recrystallized, volcanic glasses (Muir 1984).

THE WHITEWATER GROUP

A comprehensive literature exists on the geology of the Whitewater Group (*see* Pye et al. 1984).

Onaping Formation

The Onaping Formation structurally overlies the Sudbury Igneous Complex and consists of breccias and igneous-textured rocks, which extend the full length and width of the Sudbury Basin, about 53 by 17 km (*see* Figure 1).

The Onaping Formation is subdivided into 3 major units; from the base upward, they are the Basal Member, the Gray Member, and the Black Member, the upper members distinguished — as their names suggest — by their colour (Muir and Peredery 1984).

BASAL MEMBER

The Basal Member is discontinuous. In the North and East Ranges, the unit is generally less than 150 m, but locally up to 300 m thick. It comprises medium to coarse breccias consisting of: fragments of Archean country rocks, particularly leucocratic granitoids, and fragments of Huronian country rocks, particularly quartz arenite and arkose, and a fine-grained, commonly heterogeneous matrix composed of recrystallized country rock particles and/or igneous-textured minerals.

In the South Range, fragments are mostly quartz arenite, with lesser arkose, conglomerate, feldspar-sericite schist, and quartz (Figure 8). Fragments range from centimetre scale to blocks several tens of metres long. The matrix is generally recrystallized and moderately to strongly foliated. Brockmeyer (1990) presents evidence indicative of an igneous matrix for the Basal Member and interprets the member as part of an impact melt complex consisting of the Sudbury Igneous Complex and units of the Onaping Formation, namely the Basal Member and the Melt Bodies.

GRAY MEMBER

The Gray Member is a major, laterally continuous unit of breccias which ranges from 200 to 700 m thick. Its lower contact with the Basal Member, and locally the Sudbury Igneous Complex, is sharp (Figure 9). Its upper contact with the Black Member is generally gradational, but locally sharp. The Gray Member locally comprises a number of distinct subunits, with contacts that are sharp or gradational at centimetre to metre scale and that range from straight to sinuous.

The breccias consist of angular to rounded fragments of country rock (Figure 10), crystal fragments, recrystallized glass, fluidal-textured material, and sulphides, which collectively range in size over at least 6 orders of magnitude, from less than 0.1 mm to perhaps a hundred metres. The country fragments comprise various types derived from the Archean and Proterozoic country rock units, such as granitic rocks, gneisses, metavolcanics and metasediments. Most individual crystals appear to be derived from comminuted country rocks, but some are euhedral to subhedral and appear similar to phenocrysts. Some lithic and crystal fragments display shock metamorphic features in quartz and plagioclase, as well as cryptocrystalline and devitrification textures in feldspar. The latter textures may represent altered, shock metamorphic (i.e., diaplectic) glasses (French 1968, 1972).

Some fragments are composite. These range from a few millimetres to a few metres in diameter, and comprise breccia within breccia, fluidal-textured material in fluidal-textured material, glass within glass, or combinations of these.

A continuous "chlorite shard horizon", a few metres to 70 m thick, lies at the contact of the Gray Member with the Black Member. It contains an abundance of chloritized shards, which, however, were interpreted by Brockmeyer (1990) to represent partially or completely collapsed amygdules (Figure 11) in a microcrystalline matrix.

Figure 8. Basal Member of South Range ("Quartzite Breccia") of Onaping Formation, Fairbank Township.

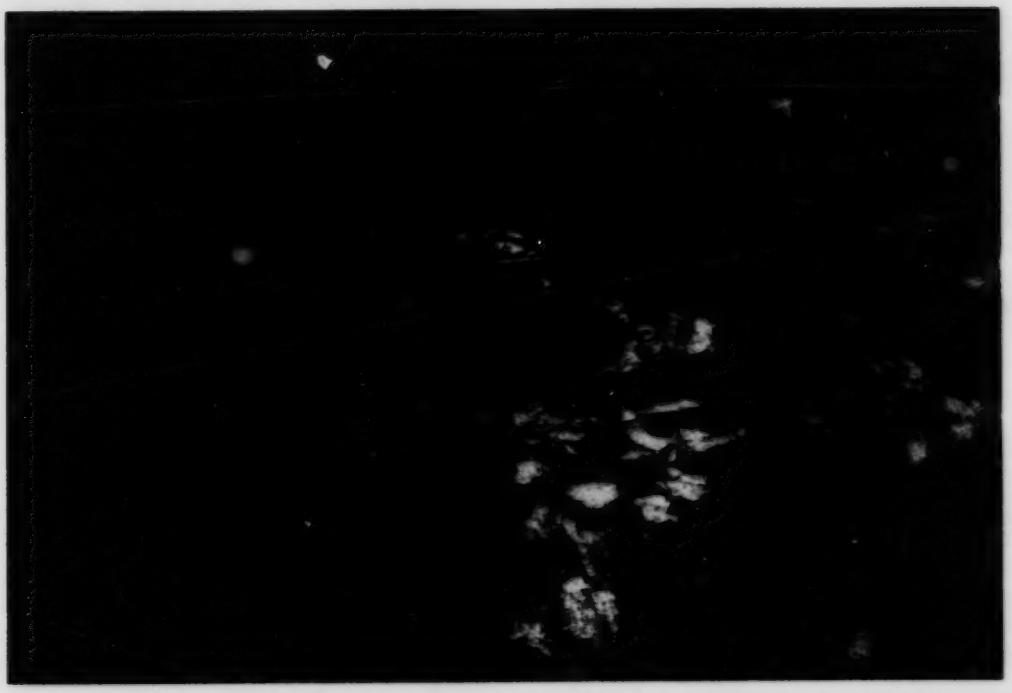

Figure 9. Contact between Basal Member (right half of photograph) with Gray Member, Morgan Township. Photograph courtesy of P. Brockmeyer, University of Münster, Germany.

Figure 10. Gray Member, here consisting mainly of fluidal, recrystallized glasses and a large fragment of arenite showing bedding derived from Huronian Supergroup, Morgan Township. Photograph courtesy of P. Brockmeyer, University of Münster, Germany.

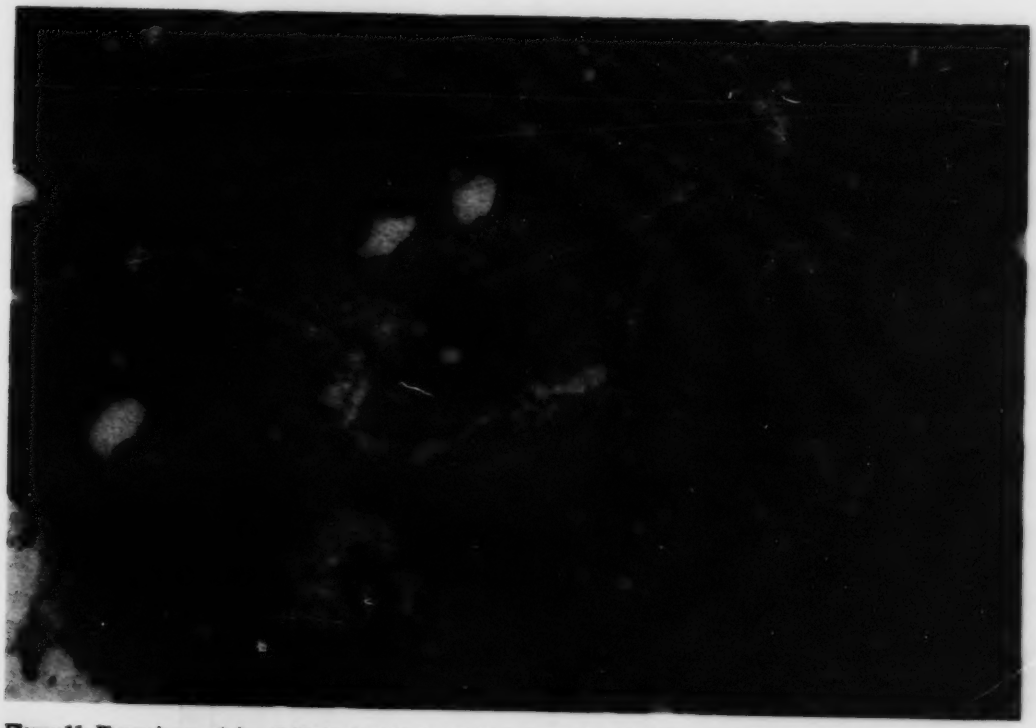

Figure 11. Photomicrograph from "chlorite shard horizon", Morgan Township. Cavity in centre is filled with chlorite. Other cavities are collapsed. Length of photograph equals 2.3 mm. Photomicrograph courtesy of P. Brockmeyer, University of Münster, Germany.

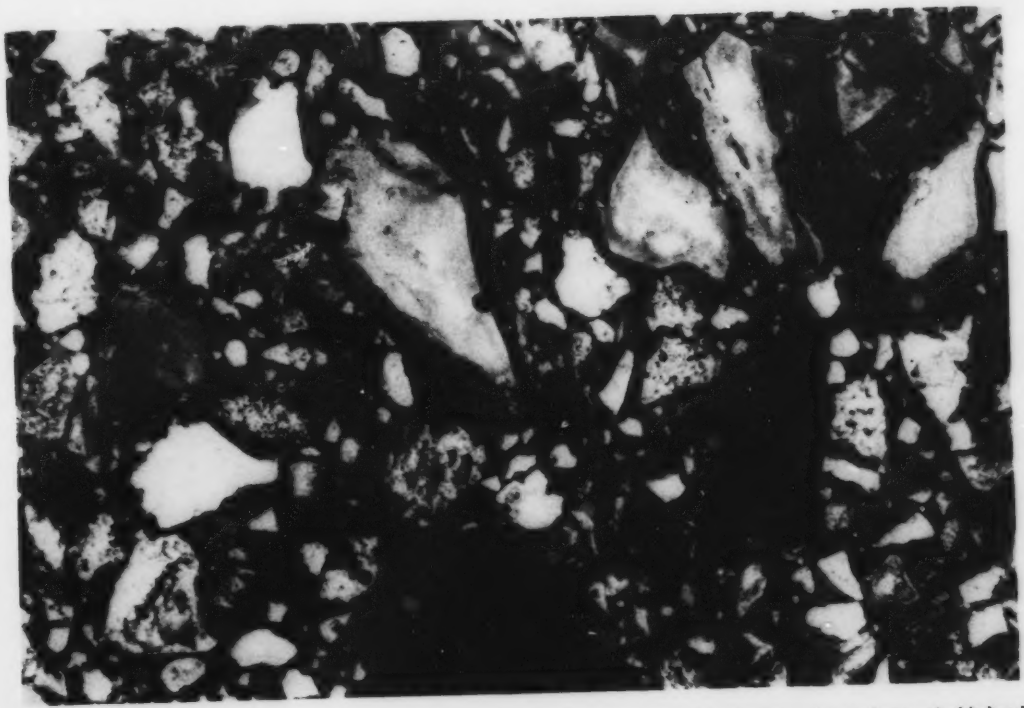

Figure 12. Black Member, Morgan Township. Fragments are chloritized glasses (greenish), minerals and rocks (gray and white) and sulphides (black). Matrix contains carbon. Length of photograph equals 2.3 mm. Photomicrograph courtesy of P. Brockmeyer, University of Münster, Germany.

BLACK MEMBER

The Black Member is a laterally continuous unit of breccias 800 to 1200 m thick. Its lower contact with the Gray Member is generally gradational, but locally sharp, and its upper contact with the Onwatin Formation is gradational. The Black Member is similar to the Gray Member in that the individual units of breccia have similar characteristics; the breccias are composed of similar types of fragments, including some with shock metamorphic features; the glasses and fluidal-textured material have similar overall characteristics; and the composite fragments have similar features.

The notable differences from the Gray Member are as follows: the colour is due mainly to the presence of granular carbon of undetermined origin (Figure 12); there is a subunit, at the base of most of the Black Member, rich in chloritized shards, which commonly contains very little carbonate carbon.

The uppermost Black Member, where it grades into the pelagic sediments of the Onwatin Formation, consists of redeposited, fine-grained, more or less stratified, locally disrupted Black Member material.

MELT BODIES

Melt Bodies generally form irregular masses, exhibiting gradational to sharp contacts with the Basal Member, and uniformly sharp contacts with the Gray and Black members, and the Sudbury Igneous Complex. The Melt Bodies locally occur as clusters within the Basal and Gray members, less commonly in the Black Member, and locally form protrusions into the Gray Member from lenses at the base of the Gray Member. The clusters range from 50 m to about 1 km long. Individual Melt Bodies range from a few metres to about 30 m across. Rarely, flow-banded, dike-like apophyses intrude up to a few tens of metres into the adjacent Gray Member. Elsewhere, there are steeply dipping, flow-banded and/or spherulitic, aphanitic dikes in the Gray and Black members, apparently lacking any connection to a Melt Body.

Country rock inclusions, within both cores and margins of Melt Bodies, account for less than 5% up to 80% by volume. These generally occur as subrounded to subangular fragments of Huronian Supergroup quartz arenite and arkose although other country rocks may also be present.

Figure 13. Carbonate concretions in wacke of Chelmsford Formation, Highway 144 between Chelmsford and Dowling.

Onwatin Formation

The Onwatin Formation (Coleman 1905; Burrows and Rickaby 1930; Thomson 1957; Martin 1957; Sadler 1958; Beales and Lozej 1975; Rousell 1984a) consists largely of massive to laminated, carbon-bearing claystone, siltstone, and minor wacke. Locally, in the southwestern part of the Sudbury Basin near the base of the formation, there is a distinct unit known as the Vermilion Member, which consists mostly of carbonate rock, cherty carbonate rock, chert breccia, limestone, dolostone, and claystone. Estimated thicknesses of the formation range from 1100 m (Coleman 1905), and 900 m (Arengi 1977), to 600 m (Rousell 1984a).

The common mineral constituents are quartz, plagioclase, micas (muscovite, chlorite, ± biotite), clay minerals, and fine matrix material, indicating low-grade metamorphism. The carbon, most abundant in the claystone and siltstone, is very fine and resembles fossil algal and fungal filaments (Arengi 1977). Locally, metamorphism has resulted in the concentration of carbon into anthraxolite veins.

The pelagic rocks of the Onwatin Formation were deposited in a restricted basin with anoxic bottom conditions (Rousell 1984a). They grade upward into coarser sedimentary rocks of the Chelmsford Formation indicating a transition to a higher energy and probably somewhat shallower depositional environment.

Chelmsford Formation

The Chelsmsford Formation (Burrows and Rickaby 1930; Williams 1957; Cantin 1971; Cantin and Walker 1972; Rousell 1972) comprises about 850 m (preserved thickness) of mostly wacke and siltstone. The lower contact with the Onwatin Formation coincides with the change from mudstone to wacke dominated sediments.

Many units of the Chelmsford Formation display the "A", "D", and "C" divisions of the Bouma cycle (decreasing order of abundance), and represent a sequence of proximal turbidite deposits. The turbidite beds are up to 5.2 m thick and average 1.23 m (Rousell 1972). Sedimentary structures present are: carbonate concretions; rip-up clasts and other clasts; channel fillings; current marks; ripples, climbing ripples, and cross-bedding; convolute laminations; and load structures. Possibly biogenic structures similar to those formed by bottom dwelling worms in more recent sedimentary rocks have been described (Rousell 1972). Paleocurrent studies indicate that the predominant flow direction was to the southwest, parallel to the long axis of the Sudbury Basin (Cantin and Walker 1972; Rousell 1972). Oval carbonate concretions up to about 1 m in size are common in the wacke (Figure 13).

Mineralization in the Whitewater Group

Rousell (1984b) provided a review of mineralization in the Whitewater Group and presented new data as well. Mineralization of three ages occurs in the Group (Rousell 1983): 1) sulphide fragments in the Onaping Formation derived from pre-Sudbury event rocks; 2) mineralization formed from post-Onaping Formation to pre-Chelmsford Formation time (e.g., at the Vermilion and Errington mines); 3) and mineralized quartz veins and anthraxolite veins.

These mineralizations do not appear to be related to the nickel-copper deposits associated with the Sudbury Igneous Complex. Attempts in the past to mine the Vermilion and Errington sphalerite, galena, chalcopyrite, markasite and pyrrhotite deposits and a few of the vein deposits have been unsuccessful to date.

THE SUDBURY IGNEOUS COMPLEX

The Sudbury Igneous Complex was formerly known as the Nickel-Bearing Eruptive, Sudbury Nickel Irruptive or Nickel Irruptive. It has an elliptical map pattern with a northeast trending, 60 km long axis and a 27 km short axis (*see* Figure 1). Its three-dimensional shape, however, is not well known. The Complex has been considered a sheet-like laccolith (Coleman 1905), a sill (Collins 1934, 1935, 1936, 1937; Collins and Cooke 1938a, 1938b, 1947a, 1947b), a ring dike (Knight 1917; Williams 1957) or a lopolith (Dietz 1964; Fairbairn et al. 1968). A funnel-shaped complex was suggested by, amongst others, Wilson (1956) and Naldrett and Kullerud (1967b), whereas Hamilton (1960) stated that it was an extrusive body.

An origin of the Sudbury Igneous Complex through magmatic differentiation was proposed by many: Barlow (1904, 1906), Coleman et al. (1929), Walker (1935), Collins (1934, 1935, 1936, 1937) and Collins and Cooke (1938a, 1938b, 1947a, 1947b). Phemister (1926), however, believed that the norite and granophyre were separate intrusions, the norite being older.

Naldrett and Kullerud (1965, 1967a, 1967b) subdivided the norite into several units. Stevenson and Colgrove (1968) subdivided the norite into four "members". Dressler (1987) described field evidence suggesting that the common granophyre is older than the norite. At a major fault at the southeastern Igneous Complex, this author observed intrusive contacts of undeformed norite and Sublayer of the Igneous Complex with Huronian footwall rocks and granophyre with a strong schistosity parallel to this fault. Naldrett and Hewins (1984), in general, interpreted the Main Mass of the Complex to be the result of fractional crystallization of a mafic magma strongly contaminated through assimilation of silica-rich country rock.

Dietz (1964) suggested that the intrusion of the Complex was triggered by the impact of a meteorite. Dressler et al. (1987) stated that the Nipissing gabbro and the Igneous Complex possibly have a common source and that a meteorite impact probably initiated remelting of this source rock, resulting in the generation of the Sudbury magma. More recent workers (Faggart et al. 1985; Stöffler et al. 1989) using Nd isotopic studies and theoretical considerations relating to large-scale impact events, interpreted the entire Sudbury Igneous Complex as an impact melt. However, Naldrett et al. (1988) pointed out that the isotope signatures are still consistent with a bulk assimilation model.

Souch et al. (1969) termed the major ore-bearing gabbroic to quartz dioritic phase of the Sudbury Igneous Complex the Sublayer. The following summary provides a current overview of the major units of the Sudbury Igneous Complex.

Main Mass

Naldrett et al. (1970) subdivided the rocks of the North Range and South Range Igneous Complex into several units, as illustrated in Figure 14 and as described below.

The Main Mass of the Sudbury Igneous Complex is subdivided into a lower, middle and an upper zone (Pye et al. 1984; Dressler 1984b). The Lower Zone consists of mafic and felsic norites of the North Range and the quartz-rich and South Range norites of the South Range. The quartz gabbro of the Middle Zone occurs all around the Complex as does the granophyre (formerly called micropegmatite) of the Upper Zone (Naldrett et al. 1970; Naldrett and Hewins 1984).

The large-scale subdivisions of the Igneous Complex do not exhibit fine-scale igneous layering as do many other large igneous complexes such as as the Bushveld and the Stillwater complexes. The Sudbury Igneous Complex, compared with other large, mafic, igneous intrusions, is also unique in being abnormally rich in SiO_2.

The South Range norite is a medium- to coarse-grained, black rock consisting of cumulus plagioclase and hypersthene and intercumulus quartz, augite, magnetite and ilmenite (Naldrett and Hewins 1984). Primary hornblende mantles pyroxenes. A faint igneous lamination is present due to the orientation of plagioclase crystals.

The quartz-rich norite is finer grained than the South Range norite, contains up to 20% quartz and up to 25% biotite, and exhibits no igneous lamination. The quartz plus granophyre content increases toward the lower contact. Pyroxenes are commonly uralitized.

The contact between the South Range norite and the quartz gabbro of the Middle Zone is gradational (Naldrett and Hewins (1984) with a decrease upward in the content of hypersthene and an increase in quartz, augite, magnetite, ilmenite and apatite. Quartz and granophyric intergrowth of feldspar and quartz increase upward in the Middle Zone.

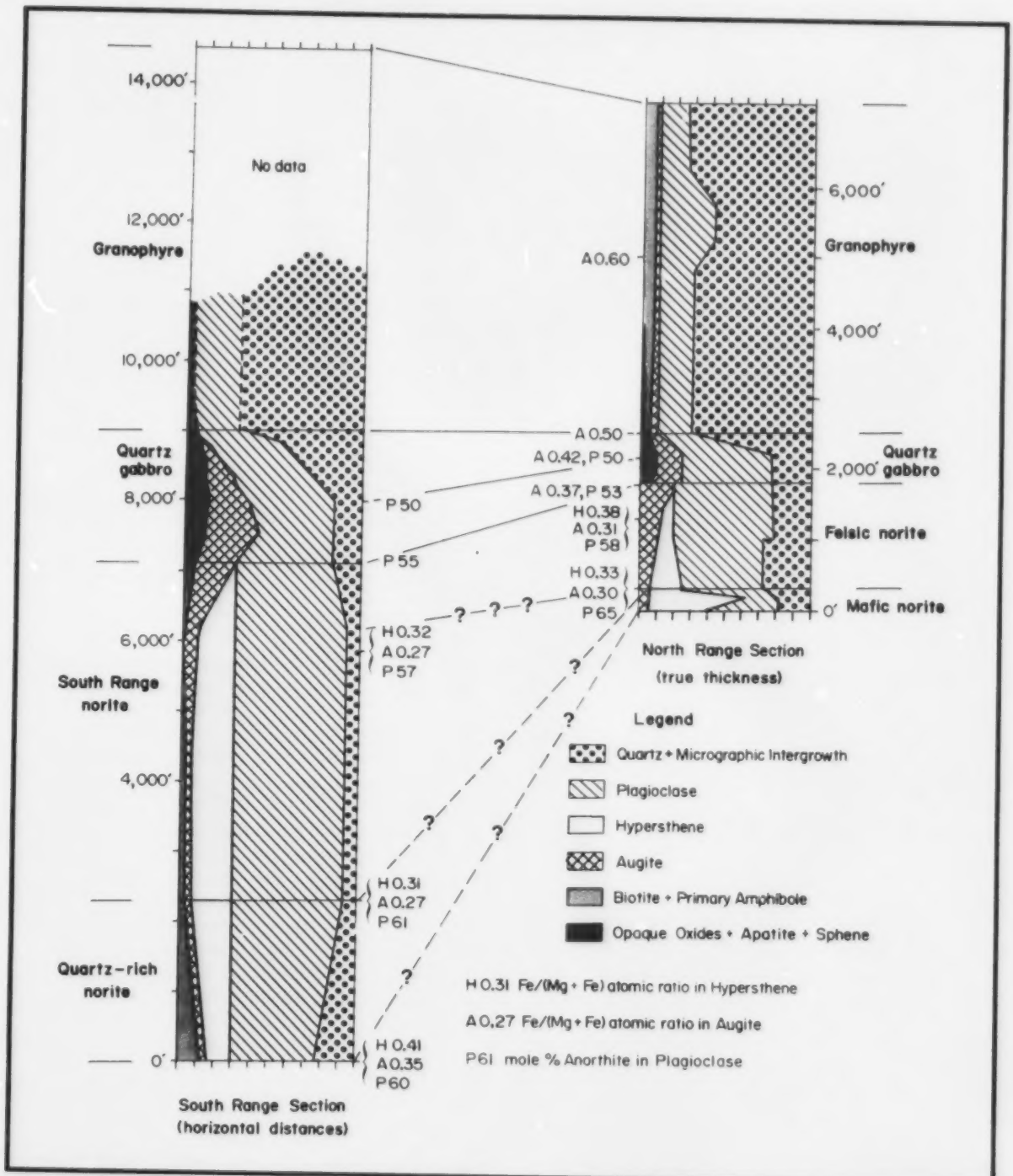

Figure 14. Petrographic sections through Sudbury Igneous Complex (*after* Naldrett et al. 1970; *from* Naldrett and Hewins 1984).

Figure 15. Mineralized Sublayer, Discovery site, Highway 144 near Murray mine.

The granophyre (Upper Zone) of the South Range is commonly strongly deformed and altered, but where slightly deformed, it is very similar to the North Range granophyre. The observation of a strongly deformed granophyre close to slightly deformed or undeformed quartz gabbro and norites of the South Range, in Falconbridge Township, amongst other field evidence, led Dressler (1987) to suggest that the granophyre is older than the rocks of the Middle and Lower zones of the Igneous Complex. However, Naldrett and Hewins (1984) described the contact of the granophyre with the underlying quartz gabbro as gradational, and Cowan and Schwerdtner (1990, unpublished data) observed deformed South Range norite at Garson mine west of Falconbridge Township.

The mafic norite of the Lower Zone at the base of the Igneous Complex of the North Range is characterized by 40% to 60% hypersthene which commonly occurs as a cumulus phase enclosed by plagioclase. Hypidiomorphic textures of plagioclase and hypersthene also occur, mainly in the lower and upper parts of the mafic norite.

The felsic norite is the main rock type of the Lower Zone of the North Range. The rock is medium to coarse grained and contains plagioclase and hypersthene as cumulus phases. Intercumulus minerals are augite, biotite, and quartz. Granophyric intergrowth of feldspar and quartz is common. The upper third of the felsic norite does not contain hypersthene; instead, augite forms the cumulus phase (Naldrett and Hewins 1984). The contact with the overlying quartz gabbro is drawn where magnetite and apatite become common. Felsic norite also occurs in the South Range, but it is rather insignificant, forming a zone only about 150 m thick below the base of the quartz gabbro.

The quartz gabbro of the North Range Middle Zone is very similar to the quartz gabbro of the South Range. In the North Range, it contains more opaque oxide minerals, apatite and titanite (approximately 9%) than in the South Range (approximately 5%) and Naldrett and Hewins (1984) reported that titanium occurs within exsolved ilmenite lamellae in the magnetite. In the quartz gabbro of the South Range, titanium is within discrete ilmenite grains.

The granophyre, making up the Upper Zone of the Igneous Complex, is commonly coarse grained and consists of plagioclase (about 1 part), granophyric intergrowth of quartz and feldspar (approximately 3 parts) and minor amounts of biotite and opaque oxide minerals. A plagioclase-rich granophyre phase containing about 35 modal percent plagioclase has been described by Peredery and Naldrett (1975). It represents a more fractionated end member on the same mineralogical trends as those of the quartz gabbro. The more common, "normal" granophyre intruded below and into the plagioclase-rich granophyre.

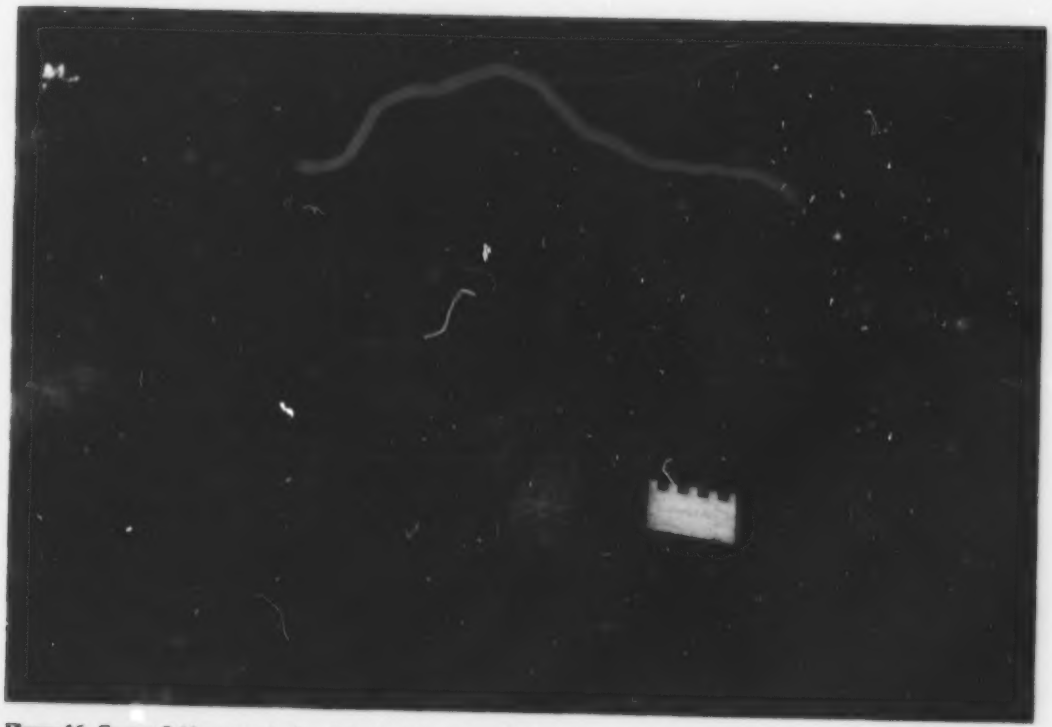

Figure 16. Contact Sublayer, north of road that leads from Levack to Strathcona mine (*see* Figure 17, location A). Mafic fragments in quartz-dioritic matrix (scale in cm).

Naldrett et al. (1970) and Naldrett and Hewins (1984) described in detail compositions of the rock forming minerals of the Main Mass of the Sudbury Igneous Complex.

Several gabbroic dikes occur within the Sudbury Basin where they intrude all formations of the Whitewater Group. They have not been observed intruding the Sudbury Igneous Complex. Most occurrences consist of strongly altered, carbonatized gabbros. Little altered, almost fresh rocks are scarce and in places strongly resemble felsic norite of the North Range or, where they contain inclusions of mafic rocks, unmineralized Sublayer (Dressler 1990).

U-Pb age determinations on zircon and baddeleyite from North Range felsic and mafic norites, the South Range norite and the granophyre indicate that the main mass of the Igneous Complex has an age of 1850 ± 1 Ma (Krogh et al. 1984).

Sublayer

The Sublayer is a mafic to intermediate rock occurring at the base of the Sudbury Igneous Complex and host to much of the nickel-copper sulphide ores of the Sudbury Structure (Yates 1948). It also occupies dikes in the country rocks of the Sudbury Structure which are termed "Offsets". Naldrett and Kullerud (1967a, 1967b) termed the unit "xenolithic norite"; Souch et al. (1969) called it "igneous sublayer". Pattison (1979) described the Sublayer and included in it barren and ore-bearing "leucocratic breccias" (i.e., Footwall Breccia). These breccias occur at the contact of the Sudbury Igneous Complex with the footwall rocks at several locations of the North and East Ranges. The "Contact Sublayer" is that part of the Sublayer marginal to the Sudbury Igneous Complex and has been described in detail by Naldrett et al. (1984). The Offset dikes have been described by Grant and Bite (1984). Figure 15 shows the Contact Sublayer at the discovery site near Murray mine.

There is field evidence that indicates that the Sublayer consists of at least three subunits, defined by xenolith type and intrusive relationships (Dressler 1982; Naldrett et al. 1984). The oldest subunit is the main, sulphide-bearing Contact Sublayer subunit (Figure 16). The younger subunits contain little or no sulphide mineralization and are post-Norite in age. The oldest unit's relative age is not known.

Offset dikes either extend approximately radially from the Igneous Complex or lie concentrically in the country rocks. Several of the dikes, amongst them the Frood–Stobie and Manchester Offsets, were injected into pre-existing dike-like bodies of Sudbury Breccia. Quartz diorite is the dominant rock type and, as with the Contact Sublayer, is characterized by a variety of inclusions and sulphide mineralization.

Three petrographic types of quartz diorite occur in the dikes. 1) Hypersthene quartz diorite. This is medium to coarse grained and consists of acicular hypersthene, plagioclase laths, and interstitial quartz, potassium feldspar, and granophyric intergrowth of feldspar and quartz. Biotite, apatite, titanite, ilmenite, and leucoxene are accessory minerals. Hypersthene commonly has hornblende rims. 2) Two pyroxene quartz diorite. This is finer grained than the hypersthene quartz diorite and contains blocky clinopyroxene in addition to hypersthene (Grant and Bite 1984). 3) Amphibole-biotite quartz diorite. This is characterized by amphibole and biotite pseudomorphs after pyroxenes, suggesting that it is an alteration product of the two other quartz diorite types. The third type of quartz diorite is the most common, and the principal one in the radial dikes.

All three types of quartz diorite contain inclusions similar to those in the Contact Sublayer and several phases of Sublayer have been observed in one and the same Offset. Inclusions of Footwall Breccia and norite derived from the Main Mass of the Igneous Complex have also been observed in this environment.

THE SUDBURY ORE BODIES

The Sudbury ore bodies are unique and constitute the largest known concentration of nickel-copper sulphides on Earth. They occur along the lower contact of the Sudbury Igneous Complex, i.e., in the Contact Sublayer, the Footwall Breccia and/or the footwall rocks themselves, and in the Offset dikes.

Deposit Types

The most recent summary on the ore deposits of the Sudbury Structure, excluding those of the Whitewater Group, is by Naldrett (1984a) who subdivided the deposits into five groups: 1) South Range Deposits; 2) North Range Deposits; 3) Offset Deposits; 4) fault-related deposits; and 5) miscellaneous deposits.

SOUTH RANGE DEPOSITS

Typical examples of South Range deposits are the Murray mine (Naldrett 1984a, p.303, Figure 1) and the Little Stobie mine (Davis 1984). In the Murray mine, massive, inclusion-bearing sulphide is overlain by Sublayer quartz diorite which contains up to 60% disseminated sulphide. The inclusions are exotic mafic and ultramafic rocks and footwall rocks. The sulphide content decreases upward in the quartz diorite to about 20%. The deposit straddles the contact of the Sudbury Igneous Complex with the footwall rocks, which are supracrustal rocks of the Huronian Supergroup and the Murray granite. Contacts of the deposit with the footwall rocks and the norite of the Main Mass of the Igneous Complex are well defined and sharp.

NORTH RANGE DEPOSITS

The "North Range deposits" occur mainly in the Onaping–Levack area (Coats and Snajdr 1984). Several of them are very rich. The ore deposits, according to these authors, are spatially related to embayments in the footwall which are filled by massive sulphides, mineralized Footwall Breccia, Sublayer, and mafic norite. Ore occurs also within the footwall rocks proper, either as large massive bodies, or as dikes and vein networks. Chalcopyrite-rich dikes and vein networks constitute the "copper zones" (Abel et al. 1979). Economically, Footwall Breccia is the most important host for the North Range mineralizations. Sulphides in the breccia occur as stringers, disseminations, and blebs. Massive ore bodies within the Footwall Breccia, in places, are brecciated and may contain breccia and country rock inclusions.

OFFSET DEPOSITS

The deposits of the Copper Cliff Offset (Cochrane 1984) are examples of "Offset deposit" type. The deposits in this Offset are either at or near its centre, or at the contact of the dike with the country rocks. The economic sulphide concentrations are spatially associated with inclusion-rich quartz diorite and with local thinning of the dike. Sulphides form blebs in the quartz diorite matrix. Cochrane (1984) described a zoning in ore composition characterized by "an increase in chalcopyrite content with increasing distance from discontinuities in the dike". He interpreted this zoning to reflect fractional crystallization of a sulphide melt.

FAULT-RELATED DEPOSITS

The East, Falconbridge, and Garson mines belong to the so-called "fault-related deposits". Two of these mines, the Falconbridge and East mines occur at the southeastern margin of the Sudbury Igneous Complex (Owen and Coats 1984). The deposits are within fault zones at the contact of the Igneous Complex with metavolcanic and metasedimentary rocks of the Stobie Formation of the Huronian Supergroup. The ore zones consist of two types. The "Main Zone contorted schist inclusion sulphide" is a sulphide breccia containing inclusions of norite (from the Main Mass of the Igneous Complex), and Huronian supracrustal rocks. The main ore minerals are pyrrhotite, pentlandite, and chalcopyrite. The second ore type, the "Southwall inclusion massive sulphide zones", lies to the south, near or at the contact with the "Main Zone" deposits, and contains inclusions of Huronian supracrustal rocks, quartz, and jasperoid. Silicification of the footwall rocks, strong deformation of much of the mineralization, intense alteration of the Contact Sublayer, and late fractures cutting across the deposits filled with sphalerite, marcasite, galena, and carbonates, are all indications of tectonism and hydrothermal activity postdating and possibly, in part, predat-

ing the emplacement of the deposits (Owen and Coats (1984). The primary magmatic source of the mineralization is considered to be the Contact Sublayer (Owen and Coats 1984).

MISCELLANEOUS DEPOSITS

The fifth group of Sudbury ore deposits, the "miscellaneous group", is not well documented in the literature. In it, deposits are grouped together that are mainly characterized by post-emplacement modifications. One such deposit is the McKim mine described by Clark and Potapoff (1959). Part of the McKim mineralization is enclosed in brecciated Murray granite which is considerably older (2223 Ma, Krogh et al. 1984) than the Sudbury Igneous Complex (1850 Ma, Krogh et al. 1984). Near the mine, granitic veins from the Murray Pluton cut into the Igneous Complex. These veins are products of remobilization caused by the heat of the Igneous Complex. The remobilization and brecciation of the granite has apparently allowed sulphide fluids from the Sublayer to migrate into the granite. The mineralized zones consist predominantly of pentlandite and pyrite in the granite with quartz and carbonate as gangue minerals.

MINERALOGY AND COMPOSITION OF THE DEPOSITS

The most common minerals in the Sudbury ores are pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite, pyrite and titanium-poor magnetite. A large number of other minor ore minerals are known from Sudbury (Naldrett 1984b). Coats and Snajdr (1984) published a list of minerals identified in the copper zones of Strathcona mine.

Many Sudbury deposits are characterized by compositional zoning and there are marked compositional differences between various Sudbury ore bodies. Fractional crystallization of monosulphide solid solution from a sulphide melt (Naldrett 1984b) may account for the compositional zoning observed. The compositional differences between various Sudbury deposits may be the result of incomplete preservation of the ore bodies (Naldrett 1984b).

Structural Geology

The Sudbury Structure lies within the southern Canadian Shield and has been strongly affected by the Penokean Orogeny. Mineral and whole-rock radiometric ages obtained from Proterozoic rocks of the Sudbury area span a long period of time from approximately 2200 Ma to about 1200 Ma (Stockwell 1982; Easton 1986). Unpublished, radiometric whole rock Rb-Sr ages (1950 Ma) of the Archean Levack gneisses from near the Sudbury Igneous Complex in Levack Township indicate that the rocks north of the Igneous Complex have also been affected by the Penokean Orogeny (B.V. Rao, University of Toronto, personal communication, 1984).

The Sudbury Structure acquired its present elliptical shape during northwesterly directed thrusting (Shanks 1990). This thrusting event is responsible for several strike parallel faults (i.e., faults parallel to the strike of rock units within the central Sudbury Basin) cutting across the Sudbury Igneous Complex and the rocks of the Whitewater Group from the southwest to the southeast (Thomson 1957; Card 1968; Dressler 1984b) and for a major reverse shear zone, the Fairbank–Whitson Lakes Zone (Shanks 1990). This zone was probably produced in the same regional field of stress that was responsible for thrusts and reverse faults in the rocks of the Huronian Supergroup south of the Sudbury Igneous Complex (Shanks 1990). At the southwestern end of the Sudbury Igneous Complex, an apparent, sinistral strike separation of its rock units of about 3.2 km occurs along one of the major strike parallel, reverse faults, the Cameron Creek Fault; also an apparent dextral separation of almost 1 km occurs along an unnamed, reverse fault just north of the Cameron Creek Fault. These faults dip southeasterly, but the angle of dip is not known. Rousell (1984c) estimated the dip separation on the Cameron Creek Fault as roughly 2800 m and the throw near 2600 m. At the southeastern corner of the Sudbury Basin, on the Norduna Fault, an approximately 4 km wide northern section of the Sudbury Igneous Complex is in contact with a 7.5 km wide southern section. Here, a thicker and originally deeper, southern part of the Igneous Complex abuts against a thinner, northern and upper portion of the Complex. The dip of the reverse Norduna Fault is not known. The Airport Fault, north of the Norduna Fault, is a sinistral fault which, surprisingly, dips 70° to the northeast (P. Snajdr, Falconbridge Limited, personal communication, 1990). The Bailey Corners Fault, south of the Norduna Fault, dips approximately 65° to the southwest (Norduna North Project Plan, courtesy of Falconbridge Limited). The No. 1 and No. 2 faults, just south of the Bailey Corners Fault, dip 45° to the northwest and 30° to the southwest, respectively (P. Snajdr, Falconbridge Limited, personal communication, 1990). In general, the magnitude of net displacement on the large intrabasin strike parallel faults is not known. Also unknown are the structural conditions at both the eastern and western ends of the strike faults. These faults may be branches of the regional Murray Fault System (Card and Hutchinson 1972) or may be cut by this system. They probably had some effect on the present shape of the Sudbury Structure. How great this effect really was, is unknown, since the original shape of the Sudbury Igneous Complex and the dip separations along the faults are in dispute (see below).

Northwesterly striking faults cutting across the North Range and the north-central part of the Sudbury Structure had little or no effect on the overall shape of the Structure. The two most prominent of these faults are the Fecunis Lake and the Sandcherry fault. They strike north-northwesterly and have an apparent, sinistral strike separation at the Sudbury Igneous Complex of approximately 1 km and 0.7 km, respectively. They belong to the Onaping Fault System (Card and Hutchinson 1972). Northwesterly trending lineaments occur in the Sudbury Igneous Complex of the South Range and may belong to the Onaping fault system.

Several attempts have been made to calculate the horizontal shortening of the Northwest-Southeast axis of the Sudbury Structure (Peredery 1972b; Rousell 1972; Brocoum and Dalziel 1974; Clendenen 1986) using structures such as carbonate concretions in the Chelmsford Formation. Estimates of total shortening range from 50% (Brocoum and Dalziel 1974) and 40% (Clendenen 1986) to 36% layer shortening strain (Shanks 1990). Folding within the Chelmsford Formation caused approximately 10% shortening of the central part of the Sudbury Basin (Shanks 1990). On northwest-southeast vertical sections across the Fairbanks–Whitson Lakes Zone, Shanks (1990) estimated the horizontal shortening caused by continuous ductile shear to be between 6 and 13 km. The slaty sediments of the Onwatin Formation may represent 30 to 80% shortening.

Based on Shanks' (1990) information described above and his estimate of 50% northwest-southeast shortening of the Sudbury Igneous Complex and Basin, the pre-shortening dimensions of the Structure were approximately equivalent, i.e., the Sudbury Structure was circular before deformation. This opinion is shared by Brocoum and Dalziel (1974), but is in conflict with studies by Cantin and Walker (1972), Rousell (1972) and Muir (1984), who maintain that the Structure was never circular. Cantin and Walker (1972) and Rousell (1972) based their opinion on paleocurrent directions in the rocks of the Chelmsford Formation which are subparallel to the long axis of the Sudbury Basin. These authors suggested that the wackes of the Chelmsford Formation were deposited in an elongate trough and not in a circular basin. However, they did not take into account the rotation of paleocurrent indicators due to strain. Rotation due to folding, however, was consid-

ered. Most importantly, these authors and Brocoum and Dalziel (1984) did not take into account that destraining of the sedimentary core of the Sudbury Structure is not equivalent to destraining the entire Sudbury Structure (Shanks 1990). Large parts of the Structure do not exhibit any evidence of strain. Muir (1984) compared the present shape of the Sudbury Structure with a hypothetical, circular, predeformation structure and listed several reasons for non-initial circularity. In particular, he cited a lack of deformation features north of the Sudbury Igneous Complex (up to at least 30 km away) which would corroborate the required deformation for transforming an initial circular structure into the present elliptical one.

The Origin of the Sudbury Structure

Until the early 1960s, the structure was considered to have an endogenic, volcanic or volcanic-tectonic origin (Burrows and Rickaby 1930; Speers 1957; Stevenson 1961a, 1961b; Thomson 1957; Williams 1957). In a landmark paper, Dietz (1964) suggested that the Sudbury Structure represented a meteorite impact structure and that the heterolithic breccias of the Onaping Formation were formed by explosive degassing over an ascending magma whose intrusion had been triggered by the impact. Impact-induced volcanism was also suggested (Thomson 1969; Muir 1982, 1983). Many papers have been published favouring an impact origin for the Sudbury Structure (amongst others: Dence 1972; Dietz 1964; Dressler 1984c; Dressler et al. 1987; French 1968, 1970, 1972; Guy-Bray and Geological Staff, 1966; Morrison 1984; Peredery 1972a, 1972b; Peredery and Morrison 1984; Stüoffler et al. 1989). Advocates of an endogenic origin are likewise numerous (amongst others: Cantin and Walker 1972; Card and Hutchinson 1972; Fleet 1979, 1980; Muir 1984; Stevenson 1972; Stevenson and Stevenson 1980).

Evidence in favour of an impact origin is listed in Table 2 and factors supporting an endogenic origin in Table 3. These two lists are not complete; they do not contain all aspects ever published in favour of or against the two concepts. The authors are aware that there are several counter-arguments to several of the arguments listed in both tables. Detailed discussions on the origin of the Sudbury Structure are published in Pye et al. (1984), by Morrison (1984), Muir (1984), Naldrett (1984c), and Peredery and Morrison (1984). Dressler et al. (1987) also discuss the origin of the Sudbury Structure.

It is beyond the scope and purpose of this field guide to discuss the various arguments listed in Tables 2 and 3. The central issue regarding the origin of the Sudbury Structure, however, is worth reiterating and is as follows.

The presence of shock metamorphic features in the Onaping Formation and in the footwall rocks of the Sudbury Structure and the extreme brecciation of country rocks around the Sudbury Igneous Complex are evidence of a catastrophic event. A meteorite impact can account for the observed shock metamorphic features and the brecciation, presently not known from any undisputed endogenic feature in the Canadian Shield or elsewhere on this planet. Field observations like those listed under (1) in Table 3, however, are evidence for multiple processes. They are not in agreement with impact processes as presently understood.

Table 2. Factors supporting meteorite impact origin of the Sudbury Structure.

1) Very strong brecciation of country rocks occurs up to 80 km from the Sudbury Igneous Complex and such features are unknown from any accepted endogenic structure.
2) Presence of shock metamorphic features in basement rocks indicating shock pressures of greater than 20 GPa. These features are: planar elements ("shock lamellae") in quartz and feldspar (not known from undisputed, endogenic structures, French 1990). They are also known from mineral and rock fragments of the Onaping Formation. Recrystallized glass fragments in this formation are interpreted as diaplectic glasses, a shock-related feature.
3) Shatter cones comparable to those at Sudbury are present in many undisputed impact structures.
4) Overturned collar rocks of South Range structure, as observed in some impact structures (Shoemaker 1963; Offield and Pohn 1977; Daly 1947).
5) Most undeformed impact structures on Earth and other planets and moons of the solar system are circular or sub-circular. A small number of non-circular, interpreted impact structures are known on the moon (e.g., Schiller and Messier structures). They are believed to have been caused by very low-angle impact or by the impact of more than one projectile. If this interpretation is correct, non-circularity does not negate an impact origin for the Sudbury Structure. Recent structural investigations by Shanks (1990) suggest that the Sudbury Structure probably was circular before deformation.

Table 3. Factors supporting an endogenic origin of the Sudbury Structure.

1) Impact processes are sudden and short lived. Evidence in the Sudbury Structure for multiple explosive and depositional events over an extended time are as follows: megascopic and mesoscopic stratification in the upper members of the Onaping Formation; composite fragments of breccia ("breccia within breccia") and recrystallized fluidal glasses ("glass within glass") in the upper members of the Onaping Formation; Melt Body dikes and steeply dipping, tabular dikes of fluidal, recrystallized glasses intrude consolidated breccias of the upper members of the Onaping Formation; and, Sudbury Breccia dikes cut across Sudbury Breccia dikes, and fragments of Sudbury Breccia are found in some Sudbury Breccia dikes (Muir 1983).
2) Melt Bodies form flows and intrusive bodies within the upper members of the Onaping Formation (Peredery 1972b). Igneous-textured melt bodies are similar to a phase of granophyre (texturally, mineralogically, and/or chemically), to be considered genetically related to the Sudbury Igneous Complex (Stevenson 1963; Muir 1984) which is widely considered to represent endogenic magmatism.
3) Geochemical zoning of the matrix of Onaping Formation breccias, from dacitic-andesitic in the Gray Member to basaltic in the Black Member, and the presence of euhedral to subhedral, phenocryst-like crystals, as well as fragments of recrystallized glasses of mixed compositions, in both members, could represent eruptive products of a zoned magma chamber and/or mixed magmas (Muir 1984).
4) The Sudbury Structure is considered to be an integral part of the regional geology (Card and Hutchinson 1972; Card et al. 1984; Muir 1984). Using accepted geological field relationships, various endogenic events, that collectively predate and postdate the "Sudbury Event", can account for several major features such as outliers of Huronian rocks (crudely concentric to the Sudbury Structure), high-grade gneisses in the footwall rocks of the North Range, and locally overturned beds in the South Range footwall rocks (*see* Card et al. 1984; Muir 1984).

Outcrop Descriptions

The Generalized Precambrian Geology of the Sudbury Area map in the pocket shows the locations of outcrops described below. The numbering of the outcrops follow the sequence of the description of the geological units in this guidebook. Please note that several exposures (locations 8, 9, 10 and 20) described are located on mining properties and permission to visit these outcrops is required from Falconbridge Limited and/or Inco Limited. Upon request, guided tours for groups interested in the geology of the Sudbury Structure can be arranged by staff of the Ontario Geological Survey.

SHATTER CONES

1) Shatter cones (cover photograph) can be studied at a large outcrop of arenites of the Mississagi Formation of the Huronian Supergroup on Ramsey Lake road between Science North and Laurentian University. PLEASE — NO HAMMERING.

2) Another outcrop exhibiting well-developed shatter cones is located on Kelly Lake road south of Copper Cliff. PLEASE — NO HAMMERING.

SUDBURY BRECCIA

Sudbury Breccias in North Range

In the North Range, the Sudbury Breccia bodies are found in the Archean gneisses and granites of the Superior Province. The gneisses have yielded a zircon age of 2711 Ma (Krogh et al. 1984).

3) An easily accessible outcrop of Sudbury Breccia is located on Highway 144, 3.2 km north of the junction of Highway 144 and Regional Road 8 (Levack turnoff). The fragments in this breccia body are derived from the host rocks and from a local gabbroic dike.

4) Another accessible Sudbury Breccia body is exposed north of the open pit of Hardy mine near Levack. The large outcrop exhibits fragments of gneisses, migmatites, granitic rocks and diabase in a dark gray to black, aphanitic matrix.

Sudbury Breccias in South Range

5) Inconspicuous Sudbury Breccia is exposed at the junction of Balsam Street and Highway 17 in wackes of the McKim Formation of the Huronian Supergroup. The wackes are thinly bedded turbidites exhibiting well-developed flame structures.

6) At the south side of a road that runs between Robinson Lake and Kelly Lake is an outcrop of polymictic conglomerate of the Ramsey Lake Formation and of arkose of the Pecors Formation of the Huronian Supergroup. The Sudbury Breccia is in the Pecors Formation showing well-rounded fragments of Pecors Formation arenite in a very fine-grained matrix. The matrix penetrates the wall rocks of the principal breccia zone in narrow tongues.

7) The largest known Sudbury Breccia dike or zone extends from the lower contact of the Sudbury Igneous Complex north of Sudbury and east of the Murray Pluton across Frood and Stobie mines to Copper Cliff and possibly westward beyond this town (*see* Figure 3). The dike can be visited at several locations, at location 5 across an outcrop with spectacular pseudomorphs of staurolite in metapelite of the Huronian Supergroup. PLEASE — NO HAMMERING at the staurolite-bearing exposure.

FOOTWALL BRECCIA

8) The best exposures of Footwall Breccia are located near the Strathcona mine loading tower on the north side of the road that leads from Levack to Coleman mine (Figure 17, location B). The inclusions in this outcrop comprise a variety of fragments such as gneisses, granites and mafic, igneous rocks derived from the Archean footwall rocks. A small body of Sublayer material can be seen in contact with the breccia. Note the minor disseminated sulphides and sulphide fragments in the breccia.

9) Approximately 1 km northeast of location 6 is an outcrop showing a transition from the Footwall Breccia (*see* Figure 17, location D) into footwall rocks containing Sudbury Breccia (*see* Figure 17, location E). Sudbury Breccia (Figure 18; *see* Figure 17, location D) and granitic rocks (Figure 19; *see* Figure 17, location C) exhibit evidence of an incipient melting.

10) Footwall Breccia occurs as a dike-like protuberance in sharp contact with weakly mineralized mafic norite. Mafic norite is the basal phase of the Igneous Complex on the North Range. There is an apparent weak alignment of the long dimensions of the inclusions in the Footwall Breccia parallel to the contact (*see* Figure 17, location F).

WHITEWATER GROUP

Onaping Formation

11) Park in a large sandy area east of the highway. From this area, walk 300 m north to the large hill. *See* Figure 20 for the detailed location of various members in the Onaping Formation. Please note that the recognition of the various phases of the Onaping Formation is difficult. Be patient!

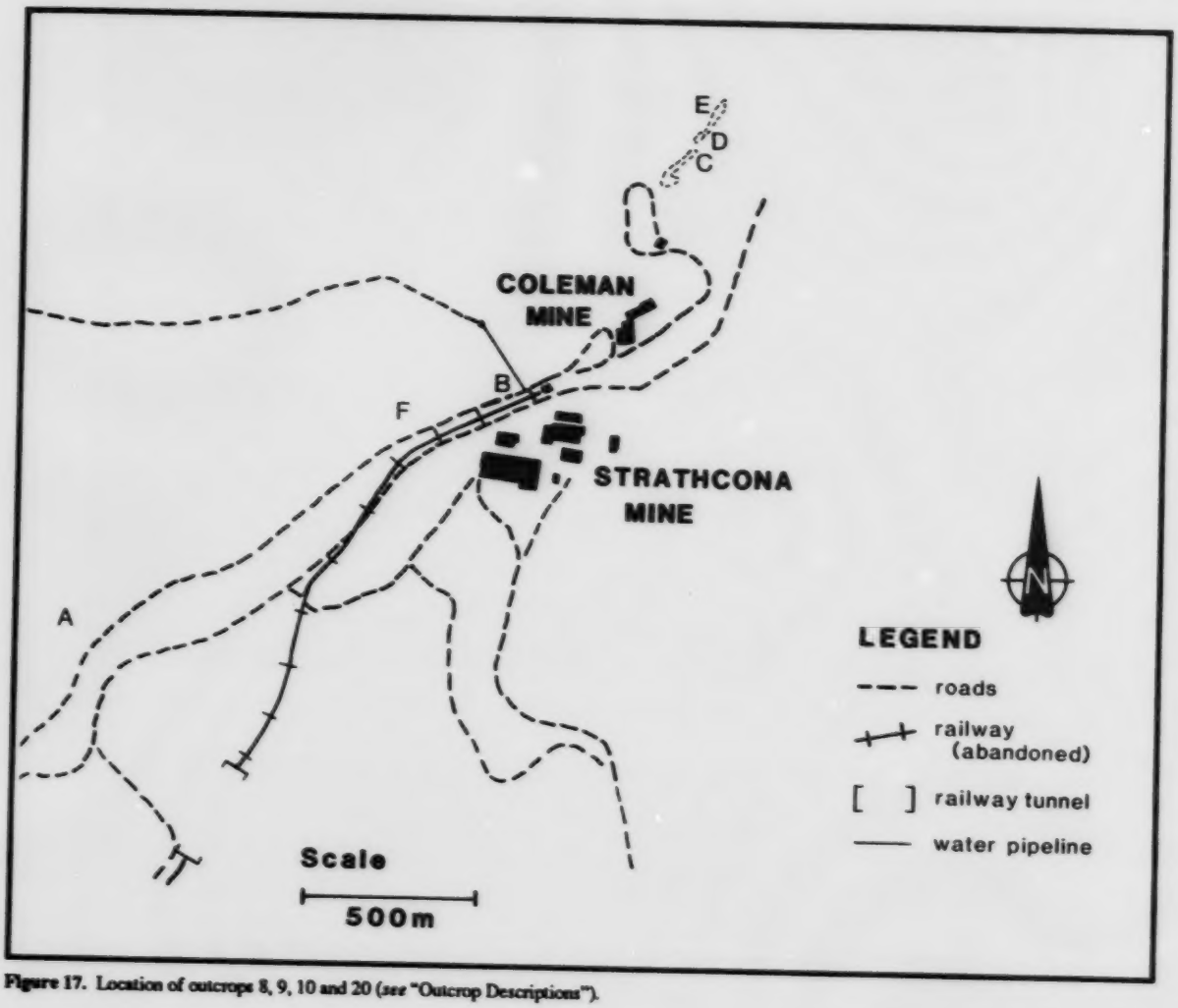

Figure 17. Location of outcrops 8, 9, 10 and 20 (*see* "Outcrop Descriptions").

11A) The Basal Member here is in sharp contact with granophyre and a plagioclase-rich variety of granophyre. The two varieties of granophyre carry inclusions derived from the Basal Member and have complex contact relationships with one another. The plagioclase-rich granophyre also is intruded in irregular lenses into the Basal Member. The Basal Member is a breccia composed of granitic, gneissic, metasedimentary and minor, mafic metavolcanic and igneous rock fragments, commonly shocked, embedded in an originally pulverized and now recrystallized felsic matrix.

11B) The upper contact of the Basal Member with the Gray Member is sharp and irregular. This contact is defined by a change in the country rock fragment population and the appearance of small shard-like fragments in the matrix of the Gray Member.

11C) The Basal Member is also in contact with the Melt Body, an igneous-textured, rock containing country rock fragments similar to those in the Basal Member. The Melt Body appears to represent chilled, chilled-brecciated, and flow-lined melt phases. It commonly has vesicles, usually filled by quartz, chlorite or sulphides.

12) The large roadcut on Highway 144 exposes polymictic breccias of the Gray Member comprised of an unsorted mixture of country rock fragments similar to those in the Basal Member, a variety of recrystallized glasses, and a very fine matrix of pulverized minerals, rock fragments and recrystallized glasses. The country rock fragments commonly show some internal brecciation, fluidization or indication of incipient melting, and, in thin section, shock features. (Note the fluidal, recrystallized glass bodies with

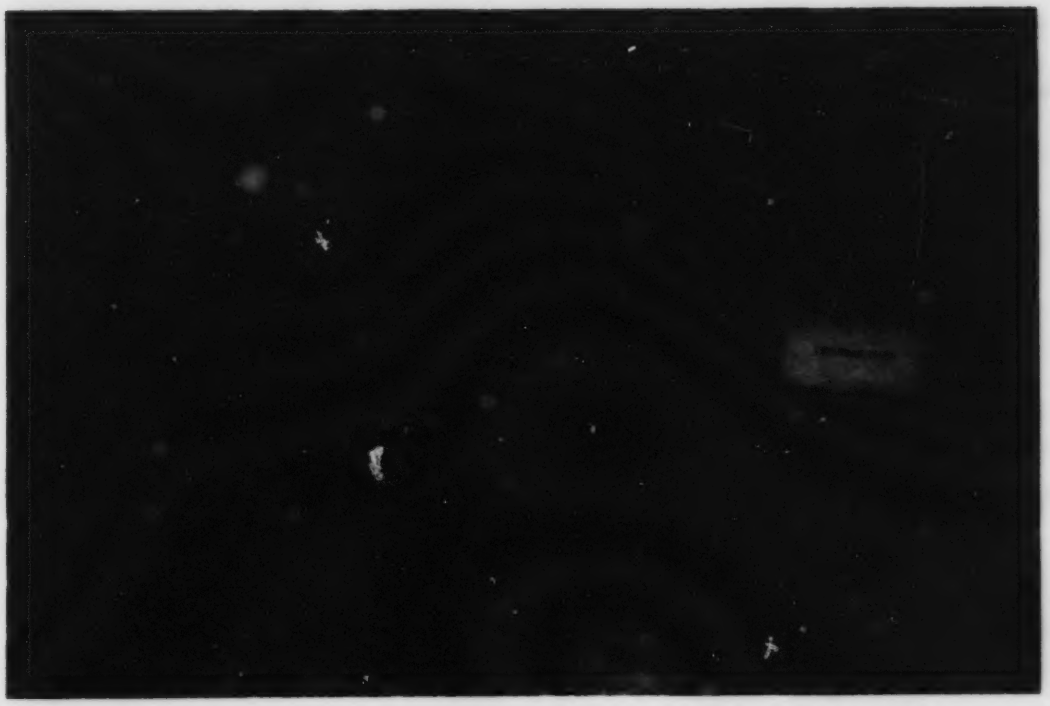

Figure 18. Incipient melting. Approximately horizontal, gray dikelet of Sudbury Breccia in lower half of photograph (*see* Figure 17, location D).

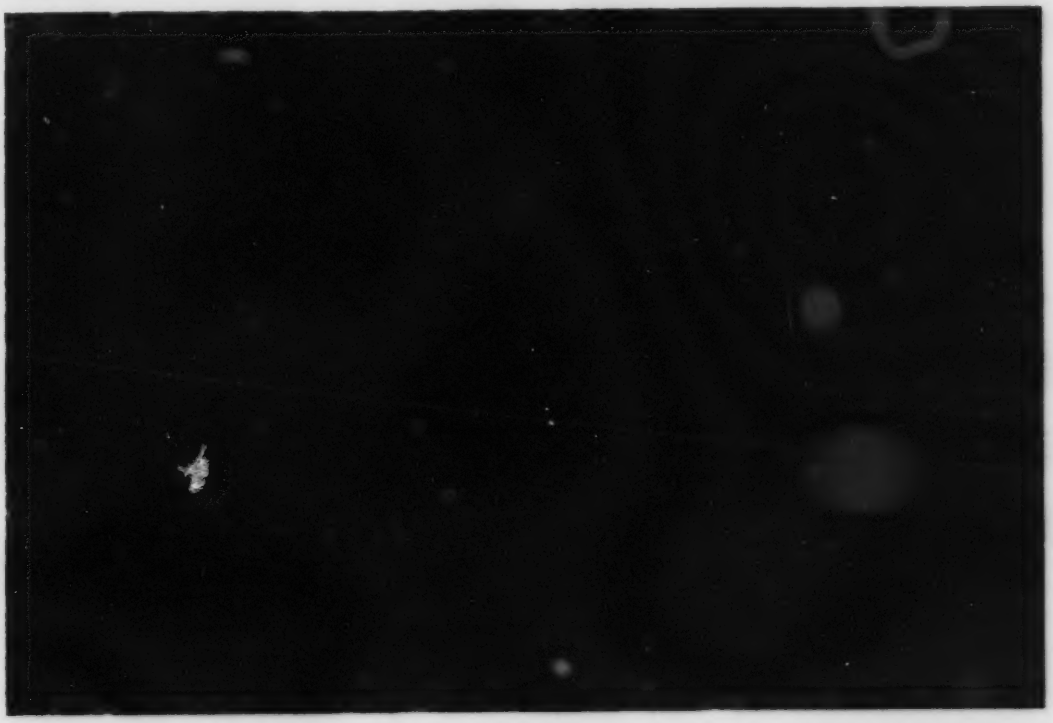

Figure 19. Incipient, *in situ* melting. Granitic leucosome of Archean migmatite of footwall. Light portions rimming darker parts of quartz-feldspar rock represents incipient melt (*see* Figure 17, location C).

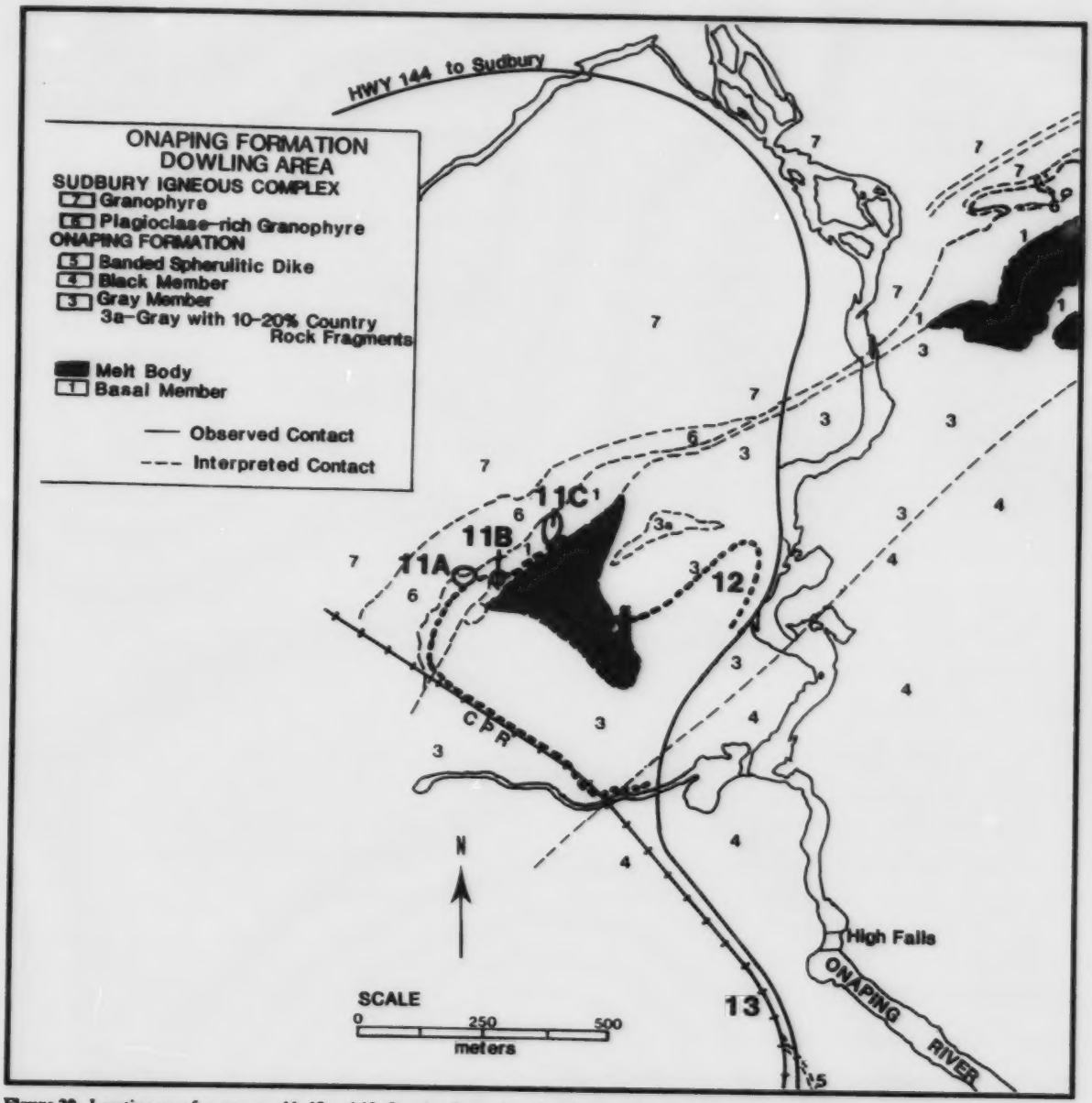

Figure 20. Location map for outcrops 11, 12 and 13, Onaping Formation, Dowling area. Heavy dashed line is foot path.

flow lines which commonly show truncations of flow lines. Both the Gray and Black members contain rock fragments rimmed by fluidal, recrystallized glass.) Sulphides (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, galena and sphalerite) are common in the country rock fragments, the recrystallized glass fragments and in the matrix of the breccia.

BLACK MEMBER

13) The transition between the Gray and Black members occurs over 15 to 60 m and is marked by a rapid increase in the content of carbonaceous material and the appearance of chloritized glass shard fragments ("chlorite shard horizon"). Apart from the black colour, the Black Member is similar to the Gray Member, but it also shows a progressive decrease in the size and abundance of fragments. Locally, the Black Member has good bedding developed. Irregular bedding of highly reworked materials occurs on a small scale and becomes more common in stratigraphically higher levels. The uppermost contact of the Black Member with the Onwatin Formation is gradational.

At this location, there are accretionary lapilli. They consist of country rock or recrystallized glass fragments surrounded by very fine-grained, carbon-rich material. Sulphides (mainly pyrite) are also common and occur both in the matrix and within fragments. Very fine microscopic matrix material makes up about 50% of the rock. The remainder of the fragmental material consists of metasedimentary and igneous or gneissic country rock. The origin of the carbonaceous material is uncertain.

BASAL MEMBER OF THE SOUTH RANGE (QUARTZITE BRECCIA)

14) Approximately 6 km north of Lockerby mine, about 50 to 100 m east of the Falconbridge Limited access road, there is an outcrop of deformed Basal Member (Quartzite Breccia). It consists of quartz arenite and arkose fragments set in a strongly recrystallized arkosic matrix. The fragments are very similar to rocks of the Huronian Supergroup that occur south of the Sudbury Igneous Complex.

Chelmsford Formation

15) Several outcrops of wackes of the Chelmsford Formation, exhibiting carbonate concretions in many places, can be examined along Highway 144 between the towns of Chelmsford and Dowling.

Vermilion Member

16) The Vermilion Member is commonly poorly exposed. Exploration work by Falconbridge Limited has created some good exposures near the former Vermilion–Errington deposits.

Onwatin Formation

17) A small outcrop of rusty slates of the Onwatin Formation is located on the south side of Highway 144, just east of Dowling.

SUDBURY IGNEOUS COMPLEX

Quartz Gabbro and Granophyre

18) The upper member of the Sudbury Igneous Complex consists of granophyre, formerly termed micro-pegmatite. It is pink in colour and consists of about three parts micrographic intergrowth to one part plagioclase. The rock can be examined at the northeastern corner of the intersection at location 12, the junction of Highway 144 with Regional Road 8 to Levack.

Below the granophyre, occurs a thin unit (225 m) known as the quartz gabbro (or transition zone norite). It is also called the oxide-rich gabbro due to its abundance of opaque oxides (up to 8%), largely ulvospinel. Apatite is common and locally pyrite is present. The quartz gabbro can be examined at the northwestern outcrop at this road junction.

Norite

19) Felsic norite is the main basic member of the Sudbury Igneous Complex on the North Range. It can be viewed at outcrops along Highway 144 northwest of the junction with Regional Road 8.

Sublayer

20) The Sublayer is well exposed in this outcrop, located approximately 150 m northwest of the road that leads from Levack mine to Strathcona mine, on the edge of a gravel pit. Round to subround fragments, consisting of exotic mafic igneous rocks, are set in a matrix of medium-grained, hypersthene-bearing gabbroic rock. Patches of sulphide occur in the matrix and in some of the mafic fragments. PLEASE — NO HAMMERING.

Offset Dike Sublayer

21) At this location, on the east side of the road that leads from Highway 144 to Copper Cliff, the ore-bearing Copper Cliff Offset can be examined. The quartz diorite dike is part of the Sublayer. It merges with the Sudbury Igneous Complex in a wide, funnel-like embayment to the north, where the Clarabelle orebody is mined by a number of open pits. The dike is less than 60 m wide at this location and remains narrow over the rest of its 5 km length south to Kelley Lake. Several mines occur along the Copper Cliff Offset Dike.

22) Another well-exposed Offset Dike, the Worthington Offset, can be studied near Totten mine where altered mafic fragments up to approximately 1 m in size are set in a quartz-dioritic matrix (not shown on accompanying map, just south of map area).

DISCOVERY SITE

23) Nickel-copper sulphide was first reported from the Creighton mine site in 1856 by A. Murray of the Geological Survey of Canada. It was not until 1883, however, during construction of the Canadian Pacific Railway, that a railway rock-cut near the present site exposed copper-nickel mineralization, which was subsequently developed as the Murray mine orebody. Within a few years of this discovery, prospectors had found many of the ore deposits of the area, and production commenced in 1889. Since then, approximately one billion tons of ore have been extracted from mines of the Sudbury Structure.

The original discovery outcrop was located close to the rim of the present Murray mine open pit, just south of Highway 144 at the "discovery" site, and remained intact until the mid-1970s. At that time, the highway and railway were relocated to permit mining of the ore. The Clarabelle No. 2 Open Pit and head frame of the inactive Murray mine are visible to the southwest.

On the east side of the railway track, quartz-rich norite is exposed. This is the basal unit of the Complex on the South Range.

Weakly mineralized Sublayer is exposed nearby on the west side of the tracks. The Sublayer dips northward at about 60° beneath the norite. The adjacent norite contrasts sharply with the Sublayer, being homogeneous, free of inclusions, and has a very minor sulphide content.

Note: BE CAREFUL! This is the transcontinental line of the Canadian Pacific Railway, and train traffic can be heavy.

VISITS OF MINES, SMELTER AND REFINERIES

The "Big Nickel Mine", a tourist attraction, is located west of the city of Sudbury, just north of Highway 17.

For public tours of smelters and refineries, contact Science North in Sudbury.

Operating mines are not accessible to the general public.

References

Abel, M.K., Buchan, R., Coats, C.J.A. and Penstone, M.E. 1979. Copper mineralization in the Footwall Complex, Strathcona mine, Sudbury, Ontario; Canadian Mineralogist, v.17, p.275-285.

Arengi, J.T. 1977. Sedimentary evolution of the Sudbury Basin; unpublished MSc thesis, University of Toronto, 141p.

Barlow, A.E. 1904. Report on the origin, geological relations and composition of the nickel and copper deposits in the Sudbury Mining District, Ontario, Canada; Geological Survey of Canada Annual Report, Number 873, 236p.

——— 1906. On the origin and relations of the nickel and copper deposits of Sudbury, Ontario, Canada; Economic Geology, v.1, p.454-466.

Beales, F.W. and Lozej, G.P. 1975. Sudbury basin sediments and the meteoritic impact theory of origin for the Sudbury Structure; Canadian Journal of Earth Sciences, v.12, p.629-635.

Bell, R., 1891. On the Sudbury mining district; Geological Survey of Canada, Annual Report, New Series, 5, Part 1, p.5F-95F.

Brockmeyer, P. 1986. Geologische Kartierung der Sultana Property, Sudbury Distrikt (Ontario, Kanada), und die petrographische Untersuchung der Sudbury-Breccie; unpublished MSc thesis, University of Münster, Germany.

——— 1990. Petrographie, Geochemie und Isotopenuntersuchung an der Onaping-Formation im Nordteil der Sudbury-Struktur (Ontario, Kanada) und ein Modell zur Genese der Struktur; unpublished PhD thesis, University of Münster, Germany.

Brocoum, S.J. and Dalziel, J.W.D. 1974. The Sudbury Basin, the Southern Province, the Grenville Front, and the Penokean Orogeny; Geological Society of America Bulletin, v.85, p.1571-1580.

Burrows, A.G. and Rickaby, H.C. 1930. Sudbury Basin area; Ontario Department of Mines, Annual Report for 1929, v.38, pt.3, 55p. Accompanied by Map No. 38g.

Cantin, R. 1971. The Chelmsford — A Precambrian turbidite; unpublished BSc thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario.

Cantin, R. and Walker, R.G. 1972. Was the Sudbury Basin circular during deposition of the Chelmsford Formation?; in New developments in Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.93-101.

Card, K.D. 1968. Denison–Waters area, District of Sudbury; Ontario Department of Mines, Report 60. Accompanied by Map 2119, scale 1:31 680.

——— 1978. Geology of the Sudbury–Manitoulin area, districts of the Sudbury and Manitoulin; Ontario Geological Survey, Report 166, 238p. Accompanied by Map 2360, scale 1:126 720.

Card, K.D. and Hutchinson, R.W. 1972. The Sudbury Structure: Its regional geological setting; in New developments in Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.67-78.

Card, K.D., Gupta, V.K., McGrath, P.H. and Grant, F.S. 1984. The Sudbury Structure: Its regional geological and geophysical setting; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.25-44.

Clark, A.M. and Potapoff, P. 1959. Geology of the McKim mine; Geological Association of Canada; Proceedings, v.11, p.67-80.

Clendenen, W.S. 1986. Finite strain study of the Sudbury Basin, Ontario; unpublished MSc thesis, University of Colorado, Boulder, Colorado.

Coats, C.J.A. and Snajdr, P. 1984. Ore deposits of the North Range, Onaping–Levack area, Sudbury; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.327-346.

Cochrane, L.B. 1984. Ore deposits of the Copper Cliff Offset; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.347-359.

Coleman, A.P. 1905. The Sudbury nickel region; Ontario Bureau of Mines, Annual Report for 1905, v. 14, Part 3, p.1-188.

Coleman, A.P., Moore, E.S. and Walker, T.L. 1929. The Sudbury Nickel Irruptive; Contributions to Canadian Mineralogy, 1929, University of Toronto Press, 54p.

Collins, W.H. 1934. Life history of the Sudbury Nickel Irruptive I. Petrogenesis; Royal Society of Canada, Transactions, 3rd Series, v. 28, Section 4, p.123-177.

——— 1935. The life history of the Sudbury Nickel Irruptive II. Intrusion and deformation; Royal Society of Canada, Transactions, 3rd Series, v. 29, Section 4, p.27-47.

——— 1936. The life history of the Sudbury Nickel Irruptive III. Environment; Royal Society of Canada, Transactions, 3rd Series, v. 30, Section 4, p.29-53.

——— 1937. The life history of the Sudbury Nickel Irruptive IV. Mineralization; Royal Society of Canada, Transactions, 3rd Series, v. 31, Section 4, p.15-43.

Collins, W.H. and Cooke, H.C. 1938a. Espanola sheet, Sudbury District, Ontario; Canada Department of Mines and Resources, Mines and Geology Branch, Map 291A, scale 1:63 360.

——— 1938b. Copper Cliff Sheet, Sudbury district, Ontario; Canada Department of Mines and Resources, Mines and Geology Branch, Map 291A, scale 1:63 360.

——— 1947a. Chelmsford, Sudbury district, Ontario; Canada Department of Mines and Geology Branch, Map 871A, scale 1:63 360.

——— 1947b. Falconbridge, Sudbury district, Ontario; Canada Department of Mines and Resources, Mines and Geology Branch, Map 872A, scale 1:63 360.

Corfu, F. and Andrews, A.J. 1986. A U-Pb age for mineralized Nipissing diabase, Gowganda, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v.23, p.107-109.

Cowan, E.J. and Schwerdtner, W.M. 1990. Deformation of the Sudbury Structure and its envelope; Ontario Geological Survey Special Grant–Progress Report 1989-1990; unpublished.

Daly, R.A. 1947. The Vredefort ring-structure of South Africa; Journal of Geology, v.55, p.125-145.

Davis, G.C. 1984. Little Stobie mine: A South Range contact deposit; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.361-369.

Dence, M.R. 1972. Meteorite impact craters and the structure of the Sudbury Basin; in New developments of Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.7-18.

Dickson, C.W. 1903. The ore deposits of Sudbury; (Reprinted in 1913), American Institute of Mining Engineers, Transactions, New York, v. 34, p.1-67.

Dietz, R.S. 1964. Sudbury Structure as an astrobleme; Journal of Geology, v. 72, p.412-434.

——— 1972. Sudbury astrobleme, splash emplaced sublayer and possible cosmogenic ores; in New developments in Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.29-40.

Dressler, B.O. 1982. Footwall of the Sudbury Igneous Complex, District of Sudbury; in Summary of Field Work, 1982; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 106, p.73-75.

——— 1984a. General geology of the Sudbury area; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.57-82.

——— 1984b. Sudbury geological compilation; Ontario Geological Survey, Map 2491.

——— 1984c. The effects of the Sudbury Event and the intrusion of the Sudbury Igneous Complex on the footwall rocks of the Sudbury Structure; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.97-136.

——— 1987. Precambrian geology of Falconbridge Township, District of Sudbury; Ontario Geological Survey, Preliminary Map P.3067.

——— 1990. Gabbroic rocks of the Sudbury Basin and their possible economic significance; Ontario Geological Survey, Open File Report 5732, 13p.

Dressler, B.O., Gupta, V.K. and Muir, T.L. 1991. The Sudbury Structure; in Geology of Ontario; Ontario Geological Survey Special Volume 4, pt.1, p.593-625.

Dressler, B.O., Morrison, G.G., Peredery, W.V. and Rao, B.V. 1987. The Sudbury Structure, Ontario, Canada — A review; in Research in terrestrial impact structures, Friedrich Vieweg und Sohn; Braunschweig/Wiesbaden, Germany, p.39-68.

Dupuis, L., Whitehead, R.E.S. and Davies, J.F. 1982. Evidence for a genetic link between Sudbury breccias and Fenite breccias; Canadian Journal of Earth Sciences, v.19, p.1174-1184.

Easton, R.M. 1986. Geochronology compilation map for Ontario, sheet 3, East-Central Ontario; Ontario Geological Survey, Preliminary Map P.2842.

Faggart, B.E., Basu, A.R. and Tatsumoto, M. 1985. Origin of the Sudbury Complex by meteoritic impact: Neodymium isotopic evidence; Science, v. 230, p.436-439.

Fairbairn, H.W. and Robson, G.M. 1942. Breccia at Sudbury, Ontario; Journal of Geology, v.50, p.1-33.

——— 1943. Breccia at Sudbury; Ontario Department of Mines, Annual Report for 1941, v.50, pt.6, p.18-33.

Fairbairn, H.W., Faure, G., Pinson, W.H. and Hurley, P.M. 1968. Rb-Sr whole-rock age of the Sudbury lopolith and basin sediments; Canadian Journal of Earth Sciences, v.5, p.707-714.

Fleet, M. 1979. Tectonic origin for Sudbury, Ontario, shatter cones; Geological Society of America Bulletin, v.90, p.1177-1182.

——— 1980. Tectonic origin for Sudbury, Ontario, shatter cones: Reply; Geological Society of America Bulletin, v.91, p.755-756.

Frarey, M.J., Loveridge, W.D. and Sullivan, R.W. 1982. A U-Pb zircon age for the Creighton Granite, Ontario; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p.129-132.

French, B.M. 1968. Sudbury Structure, Ontario: some petrographic evidence for an origin by meteorite impact; in Shock metamorphism of natural materials, Mono Books, Baltimore, p.383-412.

——— 1970. Possible relations between meteorite impact and igneous petrogenesis, as indicated by the Sudbury Structure, Ontario, Canada; Bulletin Volcanologique, v.34, p.466-517.

——— 1972. Shock-metamorphic features in the Sudbury Structure, Ontario: A review; in New developments in Sudbury geology, Geological Assocociation of Canada, Special Paper 10, p.19-28.

Grant, R.W. and Bite, A. 1984. Sudbury quartz diorite Offset Dikes; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.275-300.

Guy-Bray, J. and Geological Staff, 1966. Shatter cones at Sudbury; Journal of Geology, v.74, p.243-245.

Hamilton, W. 1960. Form of the Sudbury lopolith; Canadian Mineralogist, v.6, p.437-447.

Knight, C.W. 1917. Geology of the Sudbury area and description of Sudbury ore bodies; Report of the Royal Ontario Nickel Commission, 1917, p.104-211.

Krogh, T.E., Davis, D.W. and Corfu, F. 1984. Precise U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbury area; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.431-446.

Lakomy, R. 1990. Petrographie, Geochemie und Sr-Nd-Isotopie der Footwall-Breccie im Nordteil der Sudbury-Struktur, Kanada; unpublished PhD thesis, University of Münster, Germany.

Martin, W.G. 1957. Errington and Vermilion mines; in Structural geology of Canadian ore deposits, Volume 2, 6th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, p.363-376.

Morrison, G.G. 1984. Morphological features of the Sudbury Structure in relation to an impact origin; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.513-520.

Müller-Mohr, V. 1988. Geologische Kartierung im zentralen Teil von Levack Township, Sudbury–Distrikt (Ontario, Kanada), und die Untersuchung der Sudbury–Breccie im Norden der Sudbury–Struktur; Petrographie und Verbreitung entlang eines Profils in der North Range der Struktur. Unpublished MSc thesis, University of Münster, Germany.

Muir, T.L. 1982. Geology and origin of the Onaping Formation; in Summary of Field Work, 1982, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 106, p.76-79.

——— 1983. Geology of the Morgan Lake–Nelson Lake area, District of Sudbury; Ontario Geological Survey, Open File Report 5426, 203p.

——— 1984. The Sudbury Structure: Considerations and models for an endogenic origin; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.449-489.

Muir, T.L. and Peredery, W.V. 1984. The Onaping Formation; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.139-210.

Naldrett, A.J. 1984a. Ni-Cu ores of the Sudbury Igneous Complex - Introduction; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.302-307.

——— 1984b. Mineralogy and composition of the Sudbury ores; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.309-325.

——— 1984c. Summary, discussion, and synthesis; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.533-569.

Naldrett, A.J., Bray, J.G., Gasparrini, E.L., Podolsky, T. and Rucklidge, J.C. 1970. Cryptic variation and petrology of the Sudbury Nickel Irruptive; Economic Geology, v.65, p.122-155.

——— 1972. The Main Irruptive and the Sublayer at Sudbury, Ontario; Proceedings, 24th International Geological Congress, Montreal, Canada, Section 4, p.206-214.

Naldrett, A.J. and Hewins, R.H. 1984. The Main Mass of the Sudbury Igneous Complex; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.235-251.

Naldrett, A.J., Hewins, R.H., Dressler, B.O. and Rao, B.V. 1984. The Contact Sublayer of the Sudbury Igneous Complex; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.253-274.

Naldrett, A.J. and Kullerud, G. 1965. Investigations of the nickel-copper ores and adjacent rocks of the Sudbury District, Ontario; Carnegie Institution, Annual Report of the Director, Geophysical Laboratory, 1964-1965, p.177-188.

——— 1967a. Investigations of the nickel-copper ore and adjacent rocks of the Strathcona mine, Sudbury District, Ontario; Carnegie Institution, Annual Report of the Director, Geophysical Laboratory, 1965-1966, p.302-320.

——— 1967b. A Study of the Strathcona mine and its bearing on the origin of the nickel-copper ores of the Sudbury District, Ontario; Journal of Petrology, v.8, p.453-531.

Naldrett, A.J., Rao, B.V. and Evensen, N.M. 1988. Contamination at Sudbury and its role in ore formation; in Metallogeny of basic and ultrabasic rocks, Institute of Mining and Metallurgy, London, England, p.75-91.

Offield, T.W. and Pohn, H.A. 1977. Deformation at the Decaturville Impact Structure, Missouri, in Impact and explosion cratering, Pergamon Press, New York, p.321-341.

Owen, D.L. and Coats, C.J.A. 1984. Falconbridge and East mines; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.371-378.

Pattison, E.F. 1979. The Sudbury Sublayer; Canadian Mineralogist, v.17, p.257-274.

Peredery, W.V. 1972a. Chemistry of fluidal glasses and melt bodies in the Onaping Formation; in New developments in Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.49-59.

——— 1972b. The origin of rocks at the base of the Onaping Formation, Sudbury, Ontario; unpublished PhD Thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 366p.

——— 1990. Geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario; Field Trip 7, 8th IAGOD Symposium, Ottawa, Ontario, Geological Survey of Canada, Open File Report 2162. 38p.

Peredery, W.V. and Morrison, G.G. 1984. Discussion of the origin of the Sudbury Structure; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.491-511.

Peredery, W.V. and Naldrett, A.J. 1975. Petrology of the Upper Irruptive Rocks, Sudbury, Ontario; Economic Geology, v.70, p.164-175.

Phemister, T.C. 1926. Igneous rocks of Sudbury and their relation to the ore deposits; Ontario Department of Mines, Annual Report for 1925, v.34, pt.8, p.1-61.

Pye, E.G., Naldrett, A.J. and Giblin, P.E., eds., 1984. The geology and ore deposits of the Sudbury Structure; Ontario Geological Survey, Special Volume 1, 603p.

Rousell, D.H. 1972. The Chelmsford Formation of the Sudbury Basin - A Precambrian turbidite; in New developments in Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.79-91.

Rousell, D.H. 1983. Nature and origin of mineralization inside the Sudbury Basin; Ontario Geological Survey, Open File Report 5443, 53p.

——— 1984a. Onwatin and Chelmsford formations; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.211-217.

——— 1984b. Mineralization in the Whitewater Group; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.219-232.

——— 1984c. Structural geology of the Sudbury Basin; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.83-95.

Sadler, J.F. 1958. A Detailed Study of the Onwatin Formation; unpublished MSc Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 184p.

Shand, S.J. 1916. The pseudotachylite of Parijs (Orange Free State); Geological Society of London, Quarterly Journal, v.72, p.198-221.

Shanks, W.S. 1990. Deformation of the central and the southern portions of the Sudbury Structure, Sudbury, Canada; unpublished PhD thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario.

Souch, B.E., Podolsky, T. and Geological Staff, The International Nickel Company of Canada, Limited, 1969. The sulphide ores of Sudbury: Their particular relationship to a distinctive inclusion-bearing facies of Nickel Irruptive; in Magmatic ore deposits, Economic Geology, Memoir 4, p. 252-261.

Speers, E.C. 1957. The age relationship and origin of common Sudbury Breccia; Journal of Geology, v.65, p.497-514.

Stevenson, J.S. 1961a. Origin of quartzite at the base of the Whitewater series, Sudbury Basin, Ontario; 21st International Geological Congress, Part 26, p.32-41

——— 1961b. Recognition of the Quartzite Breccia in the Whitewater series, Sudbury Basin, Ontario; Transactions of the Royal Society of Canada, 3rd Series, v.60, p.57-66.

——— 1963. The upper contact phase of the Sudbury micropegmatite; Canadian Mineralogist, v.7, p.413-419.

——— 1972. The Onaping ash-flow sheet, Sudbury, Ontario; in New developments in Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.41-48.

Stevenson, J.S. and Colgrove, G.L. 1968. The Sudbury Irruptive: Some petrogenetic concepts based on recent field work; 23rd International Geological Congress, Praque, Czechoslovakia, Section 4, v.5, p.27-35.

Stevenson, J.S. and Stevenson, L.S. 1980. Sudbury, Ontario, and the meteorite theory; Geoscience Canada, v.7, p.103-108.

Stockwell, C.H. 1982. Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. Part 1, Geological Survey of Canada, Paper 80-19, 135p.

Stüoffler, D., Avermann, M., Bischoff, L., Brockmeyer, P., Deutsch, A., Dressler, B.O., Lakomy, R. and Müller-Mohr, V. 1989. Sudbury, Canada: Remnant of the only multi-ring (?) impact basin on Earth; Annual Meeting, Vienna, Austria, Meteoritical Society, Abstract.

Thomson, J.E. 1957. Geology of the Sudbury Basin; Ontario Department of Mines, Annual Report for 1956, v.65, pt.3, p.1-56.

——— 1969. A discussion of Sudbury geology and sulphide deposits; Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 30, 22p.

Walker, T.L. 1935. Magmatic differentiation as shown in the nickel-intrusive of Sudbury, Ontario; University of Toronto Studies, Geology Series, Number 38, Contributions to Canadian Mineralogy, p.23-30.

Wandke, A. and Hoffman, R. 1924. A study of Sudbury ore deposits; Economic Geology, v.19, p.169-204.

Williams, H. 1957. Glowing avalanche deposits of the Sudbury Basin; Ontario Department of Mines, Annual Report for 1956, v.65, pt.3, p.57-89.

Wilson, H.D.B. 1956. Structure of lopoliths; Geological Society of America, v.67, p.289-300.

Yates, A.B. 1948. Properties of International Nickel Company of Canada; in Structural geology of Canadian ore deposits, Jubilee Volume, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, p.596-617.

Figure 4. *Sudbury Breccia* situé près de la mine à ciel ouvert Hardy, canton de Levack.

Figure 4. Sudbury Breccia, located near Hardy Open Pit, Levack Township.

Figure 5. *Footwall Breccia* situé au pied de la colline, au nord de la mine Strathcona, canton de Levack.

Figure 5. Footwall Breccia, located at the bottom of the hill north off Strathcona mine, Levack Township.

Figure 8. *Basal Member du South Range* ("brèche de quartzite") de la Formation d'Onaping, canton de Fairbanks.

Figure 8. Basal Member of South Range ("Quartzite Breccia") of Onaping Formation, Fairbank Township.

Figure 9. Contact entre le *Basal Member* (en haut à droite de la photo) et le *Gray Member*, canton de Morgan. Photo P. Brockmeyer, université de Münster, Allemagne.

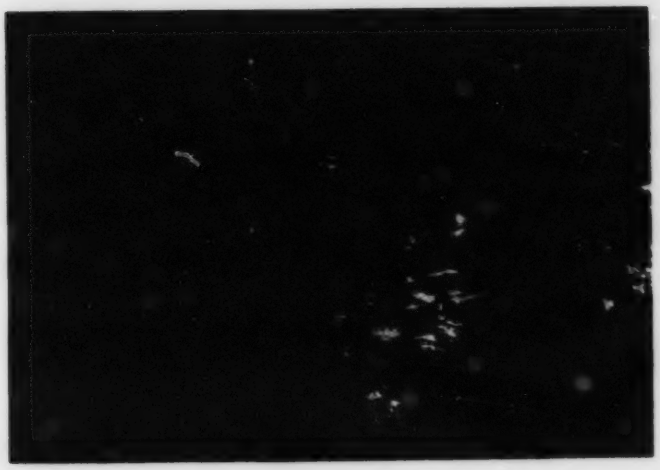

Figure 9. Contact between Basal Member (right half of photograph) with Gray Member, Morgan Township. Photograph courtesy of P. Brockmeyer, University of Münster, Germany.

Figure 10. Le *Gray Member* est ici principalement constitué de verres recristallisés à structure fluidale contenant un grand fragment d'arénite stratifiée du Supergroupe de l'Huronien, canton de Morgan. Photo P. Brockmeyer, université de Münster, Allegmagne.

Figure 10. Gray Member, here consisting mainly of fluidal, recrystallized glasses and a large fragment of arenite showing bedding derived from Huronian Supergroup, Morgan Township , Photograph courtesy of P. Brockmeyer, University of Münster, Germany.

Figure 11. Vue au microscope de "l'horizon à éclats chloritisés", canton de Morgan. La vacuole du centre est remplie de chlorite. D'autres vacuoles sont écrasées. La longueur de la photo représente un segment de 2,3 mm. Photomicrographie P. Brockmeyer, université de Münster, Allemagne.

Figure 11. Photomicrograph from "chlorite shard horizon", Morgan Township. Cavity in centre is filled with chlorite. Other cavities are collapsed. Length of photograph equals 2.3 mm. Photomicrograph courtesy of P. Brockmeyer, University of Münster, Germany.

Figure 12. *Black Member*, canton de Morgan. Les fragments sont des verres chloitisés (verdâtres), des minéraux et des roches (gris et blancs), ainsi que des sulfures (noir). La matrice contient du carbone. La longueur de la photo représente un segment de 2,3 mm. Photomicrographie P. Brockmeyer, université de Münster, Allemagne.

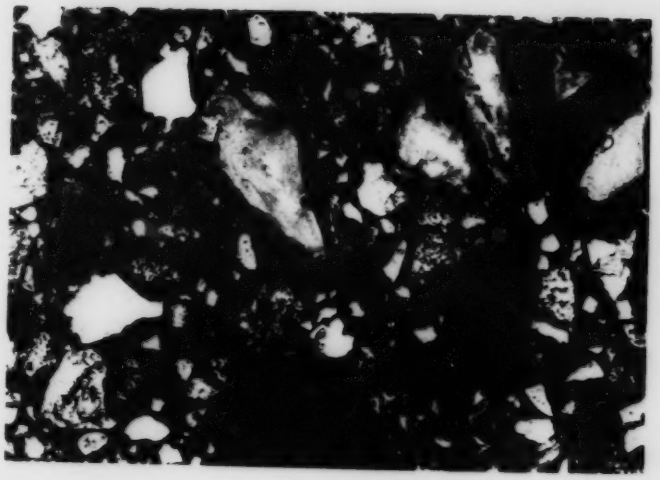

Figure 12. Black Member, Morgan Township. Fragments are chloritized glasses (greenish), minerals and rocks (gray and white) and sulphides (black). Matrix contains carbon. Length of photograph equals 2.3 mm. Photomicrograph courtesy of P. Brockmeyer, University of Münster, Germany.

Figure 13. Concrétion de carbonate dans la grauwacke de la Formation de Chelmsford, route 144 entre Chelmsford et Dowling.

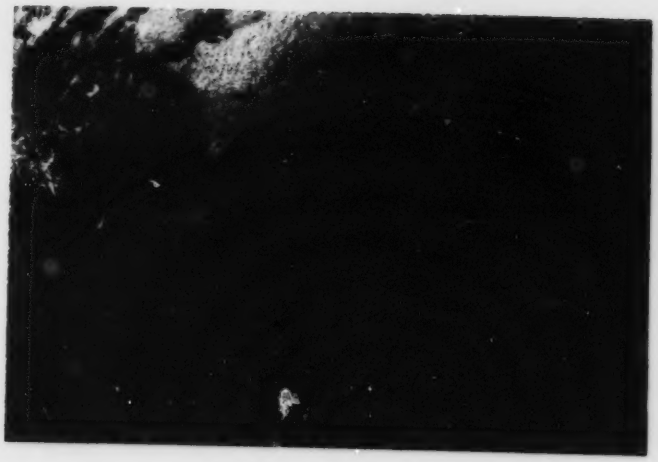

Figure 13. Carbonate concretions in wacke of Chelmsford Formation, Highway 144 between Chelmsford and Dowling.

Figure 15. Sublayer minéralisé, site de la découverte, route 17 près de la mine Murray.

Figure 15. Mineralized Sublayer, Discovery site, Highway 144 near Murray mine.

Figure 16. *Contact Sublayer*, au nord de la route qui mène de la mine Levack à la mine Strathcona (voir la figure 17, site A). Fragments mafiques dans une matrice de diorite quartzique (échelle en cm).

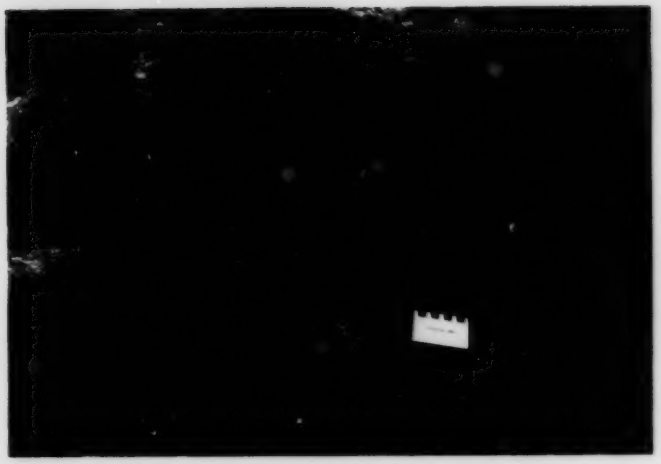

Figure 16. Contact sublayer, north of road that leads from Levack to Strathcona mine (see Figure 17, location A). Mafic fragments in quartz-dioritic matrix (scale in cm).

Figure 18. Début de fusion. La moitié inférieure de la photo montre un petit dyke gris de *Sudbury Breccia* à peu près horizontal (voir la figure 17, site D).

Figure 18. Incipient melting. Approximately horizontal, gray dikelet of Sudbury Breccia in lower half of photograph (see Figure 17, location D).

Figure 19. Début de fusion *in situ*. Leucosome granitique de migmatite archéenne dans le mur. Les parties claires entourant les parties plus sombres de roche constituée de quartz et de feldspath représentent un début de fusion.

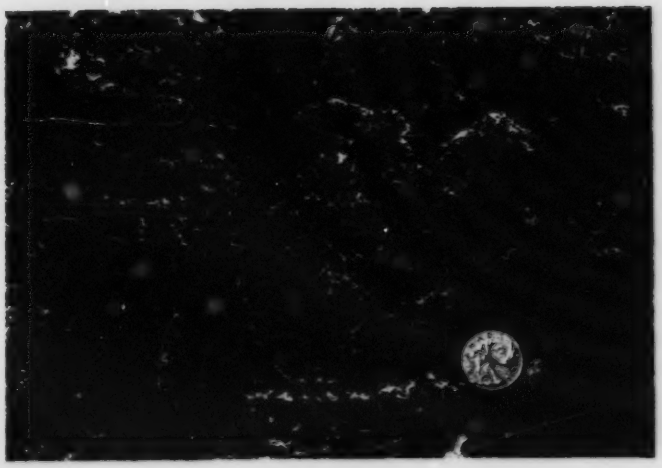

Figure 19. Incipient, in situ melting. Granitic leucosome of Archean migmatite of footwall. Light portions rimming darker parts of quartz-feldspar rock represents incipient melt (see Figure 17, location C).

Ministère du
Développement du Nord
et des Mines
Ontario

Géologie et gîtes minéraux de la Structure de Sudbury

Par

B.O. Dressler
W.V. Peredery
T.L. Muir

Commission géologique de l'Ontario
Guide 8

Photo de couverture: Des fractures distinctes que l'on appelle *shatter cones* se forment lors du passage d'ondes de choc à travers les roches. Le Complexe igné de Sudbury est entouré d'une zone large de 16 km, dans laquelle les roches contiennent des *shatter cones*. L'affleurement situé sur le chemin du lac Ramsey près de l'Université Laurentienne (site 1) est réputé pour l'abondance de *shatter cones* les plus représentatifs trouvés jusqu'à présent dans la région de Sudbury. La roche porteuse est une arénite sédimentaire appartenant à la Formation de Mississagi du Supergroupe de l'Huronien. Ces structures en cônes sont longues d'environ 50 cm. Si vous vous arrêtez à cet affleurement, veuillez, S'IL VOUS PLAÎT, NE PAS UTILISER DE MARTEAUX. Pensez à ceux qui viendront apprécier l'affleurement après vous.

© Imprimeur de la Reine pour l'Ontario

ISBN 0-7729-9824-8

Les publications de la Commission géologique de l'Ontario et du ministère du Développement du Nord et des Mines sont disponibles aux adresses ci-dessous. Les commandes de publications doivent être accompagnées d'un chèque ou d'un mandat à l'ordre du Trésorier de l'Ontario.

Rapports, cartes et listes de prix (achat sur place ou par correspondance) :

Centre d'information sur les mines et les minéraux
Pièce M2-17, édifice Macdonald
900, rue Bay
Toronto, Ontario M7A 1C3
1-800-665-4480

Rapports et cartes d'accompagnement seulement (achat sur place) :

Publications Ontario
Rez-de-chaussée, 880, rue Bay
Toronto, Ontario M7A 1N8

Données de catalogue avant publication

Dressler, Burkhard O.
Géologie et gîtes minéraux de la structure de Sudbury

(Guide géologique ; 8)
ISBN 0-7729-9824-8

1. Géologie–Ontario–Région de Sudbury. 2. Minéraux–Ontario–Région de Sudbury. I. Peredery, Walter V. II. Muir, T. L. (Thomas Lloyd). III. Commission géologique de l'Ontario. IV. Ontario. Ministère du Développement du Nord et des Mines. V. Titre. VI. Séries: Guide géologique (1992) ; 8.

QE191.D73 1992 557.13'133 C92-092554-5

Tous les efforts ont été réunis pour assurer l'exactitude des renseignements fournis dans ce rapport, cependant le ministère du Développement du Nord et des Mines n'assume aucune responsabilité en ce qui concerne d'éventuelles erreurs. Les références d'origine sont fournies dans le rapport et les lecteurs sont encouragés à vérifier les renseignements équivoques.

Pour reproduire toute partie du texte, des tableaux ou des illustrations de ce rapport, veuillez en obtenir la permission en écrivant au Directeur, Commission géologique de l'Ontario – Direction des services de l'information, Centre de recherche des mines et des minéraux, 933, chemin du lac Ramsey, Sudbury, Ontario P3E 6B5.

On peut emprunter à la présente publication à condition de mentionner la source qui devrait être citée de la façon suivante :

Dressler, B.O., Peredery, W.V. et Muir, T.L. 1992. Géologie et gîtes minéraux de la Structure de Sudbury; Commission géologique de l'Ontario, Guide 8, 33 p.

Éditeur scientifique : M. Easton

Maracle-1500-92

TABLE DES MATIÈRES

Introduction 1
Géologie générale 3
Introduction 3
Tectonisme, bréchification et déformation des roches du mur *(Footwall)* de la Structure de Sudbury 3
Tectonisme — Roches environnantes déversées près de la structure du *South Range* 3
Brèches dans les roches du mur *(Footwall)* 3
Sudbury Breccia 3
Footwall Breccia 7
Métamorphisme de choc 9
Groupe de Whitewater 9
Formation d'Onaping 9
Basal Member 9
Gray Member 9
Black Member 12
Melt Bodies 12
Formation d'Onwatin 12
Formation de Chelmsford 13
Minéralisation dans le Groupe de Whitewater 13
Complexe igné de Sudbury 14
Main Mass 14
Sublayer 17
Gisements de minerais de Sudbury 18
Types de gîtes 18
Gîtes du *South Range* 18
Gîtes du *North Range* 18
Gîtes *Offset* 18
Gîtes liés aux failles 18
Gîtes divers 18
Minéralogie et composition des gîtes 19
Géologie structurale 20
Origine de la Structure de Sudbury 22
Descriptions des affleurements 24
Bibliographie 30
Carte de la géologie précambrienne générale pour la région de Sudbury ..... pochette

Préface

Ce guide se base sur une étude documentaire de la Structure de Sudbury par Dressler, Gupta et Muir (1991) et sur un guide publié par Peredery (1990). Le texte du présent guide a été pour la plupart emprunté textuellement à ces publications.

Pour de plus amples renseignements sur la Structure de Sudbury, le lecteur est prié de consulter un volume détaillé, amplement illustré, publié en 1984 par la Commission géologique de l'Ontario (Pye *et al.* 1984). Ce volume comprend plusieurs cartes et plans géoscientifiques.

B.O. Dressler
Commission géologique de l'Ontario, Sudbury, Ontario

W.V. Peredery
Inco Limited, Copper Cliff, Ontario

T.L. Muir
Commission géologique de l'Ontario, Sudbury, Ontario

Introduction

La Structure de Sudbury qui date du Protérozoïque inférieur, est située dans le centre-sud de l'Ontario, à la limite actuelle de la Province archéenne du Supérieur et de la Province du Sud, d'âge protérozoïque — la Province du Sud étant ici définie, comme il est d'usage dans les ouvrages de géologie, comme la région du Bouclier canadien recouverte par des roches appartenant au Supergroupe de l'Huronien et autres roches protérozoïques, juste au nord de la Province de Grenville — (figure 1). Elle comprend des norites, gabbros quartziques et des granophyres appartenant au Complexe igné de Sudbury; les brèches polygéniques, mudstones, siltites et grauwackes du Groupe de Whitewater; les brèches du mur présentes autour du Complexe igné. En plan horizontal, le Complexe igné de Sudbury a une forme elliptique de 60 km de long sur 27 km de large (voir figure 1). Dans le mur de la structure, on trouve deux types de brèches liées à la formation de celle-ci : le *Footwall Breccia* polygénique que l'on trouve au contact inférieur du Complexe igné et les *Sudbury Breccias* (pseudotachylites), très répandues, que l'on trouve jusqu'à 80 km au nord du Complexe igné. Au nord, à l'ouest et à l'est du Complexe, les roches du mur comprennent des gneiss, des granites et des roches ignées mafiques, d'âge archéen; au sud, elles comprennent des roches métavolcaniques et métasédimentaires du Protérozoïque inférieur appartenant au Supergroupe de l'Huronien. Les plutons granitiques de Creighton et de Murray, qui datent du Protérozoïque inférieur, ont intrudé le Supergroupe de l'Huronien le long de la limite centre-sud du Complexe igné de Sudbury, et forment localement les roches du mur.

Le Groupe de Whitewater est composé des brèches d'impact et/ou des brèches volcanogènes de la Formation d'Onaping, des roches sédimentaires pélagiques de la Formation d'Onwatin, et des grauwackes turbiditiques de la Formation de Chelmsford. Il occupe la dépression centrale de la Structure de Sudbury qu'on appelle le Bassin de Sudbury.

Le Complexe igné de Sudbury est structuralement sous-jacent au Groupe de Whitewater. L'unité à la base du Complexe igné constitue le *Sublayer*. Cette unité est intrusive le long du contact entre le *Main Mass* (partie principale) du Complexe et les roches du mur où elle est connue sous le nom de *Contact Sublayer*; elle forme plusieurs dykes dans les roches environnantes connus sous le nom de *Offset Dikes*. Le *Sublayer* renferme une grande partie des gîtes de nickel-cuivre de la région de Sudbury, mais on trouve aussi des gîtes dans les roches du mur et dans le *Footwall Breccia*. Les *Offset Dikes* et le *Contact Sublayer* sont constitués de roches dont la composition va du gabbro à la diorite quartzique et comprennent une multitude d'inclusions dérivées du

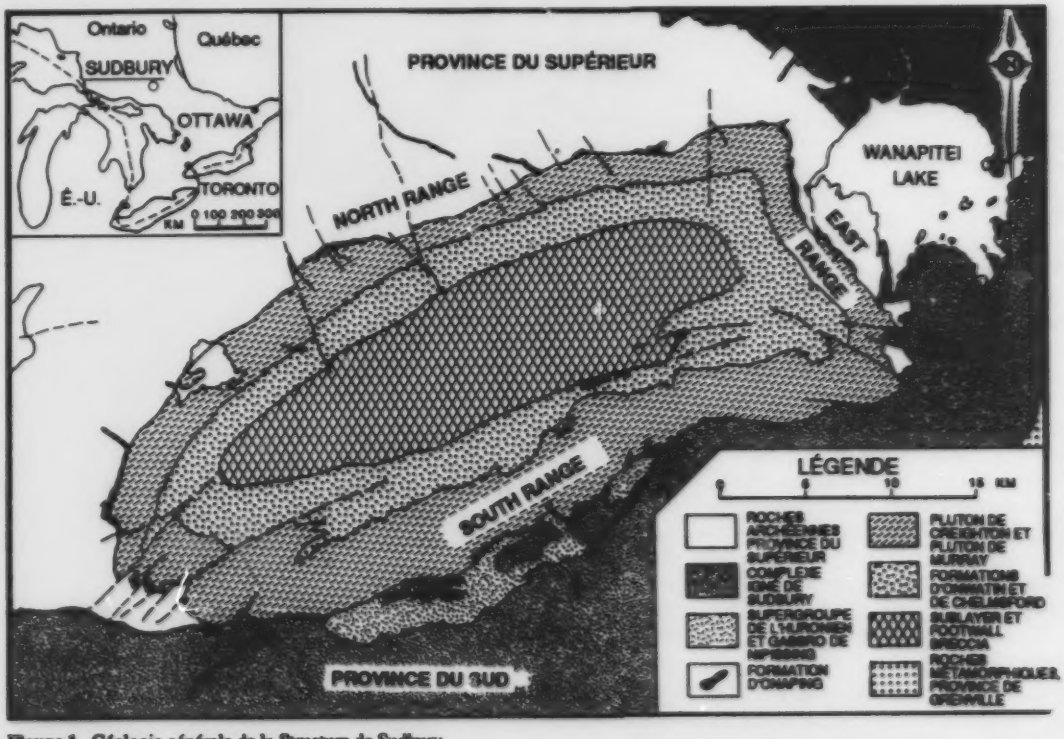

Figure 1. Géologie générale de la Structure de Sudbury.

mur. On trouve aussi des inclusions mafiques à ultramafiques qui sont souvent associées avec les gisements de minerai du *Sublayer*. Ces inclusions proviennent peut-être des parties inférieures non-explorées du Complexe igné (Naldrett 1984c).

L'origine de la Structure de Sudbury, du Complexe igné de Sudbury et des minerais qui lui sont associés, a été pendant longtemps sujet de controverse. Le *Footwall Breccia* polygénique, les pseudotachylites (*Sudbury Breccia*) qui entourent le Complexe igné, les brèches polygéniques de la Formation d'Onaping ainsi que les structures de métamorphisme de choc dans les brèches diverses et les roches du mur constituent ensemble des indications d'un événement de catastrophe. Pour certains, il s'agit d'une explosion volcanique endogène, tandis qu'une autre école explique l'existence de ces structures par l'impact d'un grand météorite.

Les roches du Complexe igné de Sudbury ont souvent été considérées comme étant des unités magmatiques (Barlow 1904, 1906; Coleman *et al.* 1929; Walker 1935; et beaucoup d'autres auteurs depuis) dont l'intrusion aurait pu être provoquée par "l'événement catastrophique de Sudbury" (Dietz 1964; Peredery et Morrison 1984; Dressler *et al.* 1987). Dence (1972) a proposé que des portions de la micropegmatite (granophyre) du Complexe igné représentent un produit de fusion d'impact. Plus récemment, Faggart *et al.* (1985) et Stöffler *et al.* (1989), se basant sur des principes géochimiques et planétologiques comprenant des modèles d'impact, ont proposé que toutes les unités du Complexe igné représentent des produits de fusion d'impact.

Des opinions diamétralement opposées ont également été formulées sur l'origine des minerais de Sudbury. Selon la convention, on a attribué les minerais sulfurés à une origine magmatique (par ex. Bell 1891; Naldrett 1984a) ou hydrothermale (Dickson 1903; Wandke et Hoffman 1924) alors que Dietz (1972) a proposé que la minéralisation ait pour origine l'impact d'un bolide. Naldrett (1984a) a préconisé une origine magmatique pour la minéralisation, selon laquelle les sulfures ont été précipités à la suite de la contamination d'un magma mafique par l'assimilation de roche encaissante riche en silice.

INTRODUCTION

L'événement catastrophique de Sudbury, qu'il s'agisse d'une explosion endogène ou d'un impact de météorite, est probablement à l'origine d'une bréchification et d'une déformation de grande envergure et peut-être — comme le préconisent les partisans de l'hypothèse d'un impact — à l'origine du tectonisme à grande échelle des roches environnantes de la Structure de Sudbury. Les unités de roches produites par cet événement sont des pseudotachylites (*Sudbury Breccia*), le *Footwall Breccia* et les brèches polygéniques de la Formation d'Onaping. On trouve des structures de métamorphisme de choc dans ces brèches et dans les roches du mur du Complexe igné de Sudbury, mais ni dans les unités du Complexe igné, ni dans les roches des deux formations supérieures du Groupe de Whitewater (voir ci-dessous).

Le Groupe de Whitewater est constitué par les brèches polygéniques de la Formation d'Onaping à sa base, lesquelles sont recouvertes par les mudstones de la Formation d'Onwatin et les grauwackes de la Formation de Chelmsford. Les deux formations supérieures ne sont pas directement liées à l'événement de Sudbury.

Le Complexe igné de Sudbury est recouvert par les brèches de la Formation d'Onaping avec lesquelles il se trouve en contact intrusif. De ce fait, on le considère généralement comme étant légèrement plus récent que "l'événement de Sudbury". Ceci a cependant été contesté récemment par les partisans de l'hypothèse d'un impact (Faggart *et al.* 1985; Stöffler *et al.* 1989; Brockmeyer 1990). La relation temporelle des formation d'Onwatin et de Chelmsford avec le Complexe igné de Sudbury est inconnue.

Le Complexe igné de Sudbury comprend plusieurs unités. Des norites, gabbros quartziques et granophyres constituent sa partie principale (*Main Mass*) et le *Sublayer* forme sa base. Plusieurs dykes gabbroïques, et par endroits des dykes contenant des inclusions, intrudent les roches du Groupe de Whitewater. Si ces dykes étaient liés au Complexe igné de Sudbury ou contemporains de celui-ci, ils indiqueraient, pour tout le Groupe de Whitewater, un âge antérieur à celui du Complexe igné.

Le tableau 1 résume la lithostratigraphie et la géochronologie des unités de roches dans la région de Sudbury. "L'événement de Sudbury" lui-même ne peut pas être daté directement, mais se situe probablement autour de 1850 Ma (Krogh *et al.* 1984), c'est à dire l'âge du Complexe igné de Sudbury.

TECTONISME, BRÉCHIFICATION ET DÉFORMATION DES ROCHES DU MUR (*FOOTWALL*) DE LA STRUCTURE DE SUDBURY

Tectonisme — Roches environnantes déversées près de la structure du South Range

En plusieurs endroits (cantons de Drury, Denison et Falconbridge), là où elles se trouvent éloignées du Complexe igné de Sudbury par une distance allant de 100 m à 750 m, les roches supracrustales constituant le mur du *South Range* appartenant au Supergroupe de l'Huronien ont un pendage vertical ou bien sont déversées avec un pendage vers le nord (Card 1968; Dressler 1984c, 1987). À une plus grande distance du Complexe igné de Sudbury, les pendages sont vers le sud et, en général, leur inclinaison décroît de 90° à 35° (Dressler 1987). Des colliers déversés ont été observés à l'emplacement de plusieurs cratères d'impact météoritique, comme par exemple, la structure de Vredefort en Afrique du Sud et la structure de Decaturville dans le Missouri (Offield et Pohn 1977).

Brèches dans les roches du mur (*Footwall*)

"SUDBURY BRECCIA"

Les *Sudbury Breccias* (Fairbairn et Robson 1942, 1943; Speers 1957; Card 1978; Dupuis *et al.* 1982; Dressler 1984c; Brockmeyer 1986; Müller-Mohr 1988) sont des pseudotachylites très semblables à celles qui ont été décrites par Shand (1916) sur le site type de la Structure de Vredefort en Afrique du Sud. On les rencontre à la périphérie du Complexe igné de Sudbury dans les roches des provinces du Sud et du Supérieur jusqu'à environ 80 km du Complexe igné de Sudbury (figure 2).

On rencontre le plus fréquemment des masses de *Sudbury Breccia* à l'intérieur d'une zone large de 5 à 10 km au contact avec le Complexe igné de Sudbury. Selon des observations faites sur le terrain, il existerait également au moins deux zones discontinues de bréchification accrue à environ 20 à 25 km et à 80 km du Complexe igné (Dressler 1984c; Peredery et Morrison 1984). Les brèches forment des masses irrégulières et tabulaires allant de quelques millimètres d'épaisseur jusqu'à des zones bréchifiées de 0,5 km par 11 km dans les roches bien exposées du Supergroupe de l'Huronien, au sud du Complexe igné. Au nord du Complexe igné où les affleurements sont moins nombreux, la plus importante masse bréchifiée connue mesure de 100 à 200 m sur 30 à 50 m en plan horizontal. La plupart des dykes de brèche ont un pendage vertical ou fortement incliné et n'ont apparemment aucune orientation dominante par rapport à la forme actuelle de la Structure de Sudbury (Dressler 1984c). Des dykes de *Sudbury Breccia* recoupant des dykes de *Sudbury Breccia* et des fragments de *Sudbury Breccia* dans le *Sudbury Breccia* ont été observés (Dressler 1984c).

Tableau 1. Lithostratigraphie et géochronologie, région de Sudbury.

PROVINCE DU SUD

Roches du mur

PROTÉROZOÏQUE

Diabase à olivine (1250 Ma)

Contact intrusif

Roches intrusives de Nipissing (2220 Ma)[5].

Contact intrusif

Granites de Creighton ($2333\pm^{32}_{22}$ Ma)[6] et de Murray (2388 Ma)[1].

Contact intrusif

Supergroupe de l'Huronien

Formation de Copper Cliff: rhyolite ($2450\pm^{25}_{10}$ Ma)[1]

ARCHÉEN

Socle archéen

Structure de Sudbury

PROTÉROZOÏQUE

Diabase à olivine (1250 Ma)

Contact intrusif

Dykes de trapp[2]

Contact intrusif

Complexe igné de Sudbury

Sublayer[2]

Contact Intrusif

Main Mass (1849 Ma)
Gabbro[2,3]

Groupe de Whitewater

Formation de Chelmsford[2]
Formation d'Onaping[2]

Événement de Sudbury
Formation d'Onaping
Sudbury Breccia
Footwall Breccia
Métamorphisme de choc

PROVINCE DU SUPÉRIEUR

PROTÉROZOÏQUE

Diabase à olivine (1250 Ma)

Contact intrusif

ARCHÉEN

Socle archéen

Pegmatite (2647 ± 2 Ma)
Gneiss de Levack (2711 ± 7 Ma)[1]

---

1 U/Pb, Krogh *et al.* 1984

2 Âge absolu inconnu.

3 Gabbro à l'intérieur du Bassin de Sudbury, peut-être lié au *Main Mass* ou au *Sublayer* du Complexe igné de Sudbury; contacts intrusifs avec toutes les formations du Groupe de Whitewater.

4 Âge de recoupement inférieur de zircons archéens hérités (2711 Ma); les zircons ayant un métamorphisme de choc dans les clastes de la Formation d'Onaping ont un âge de 1836 ±14 Ma, Krogh *et al.* 1984.

5 U/Pb, Corfu et Andrews 1986

6 U/Pb, Frarey *et al.* 1982.

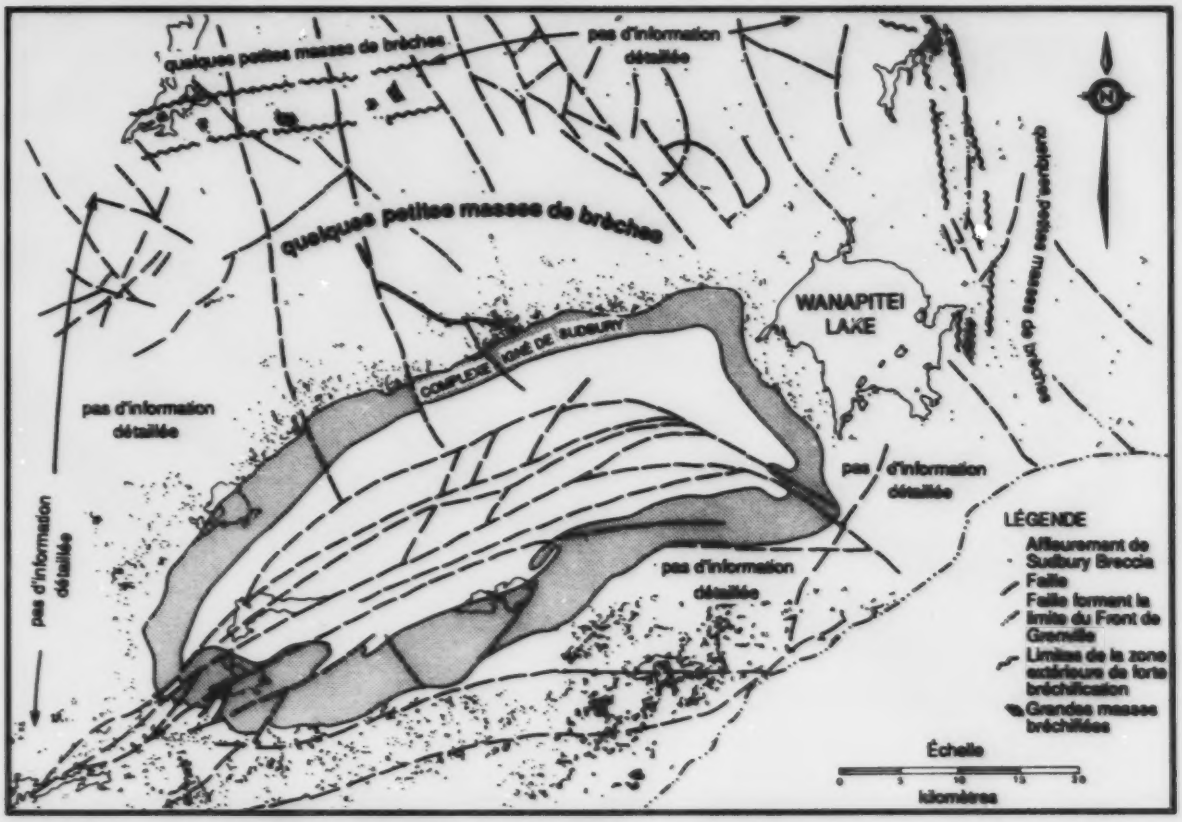

Figure 2. Lieux d'affleurement des *Sudbury Breccias* (*d'après* Dressler 1984c).

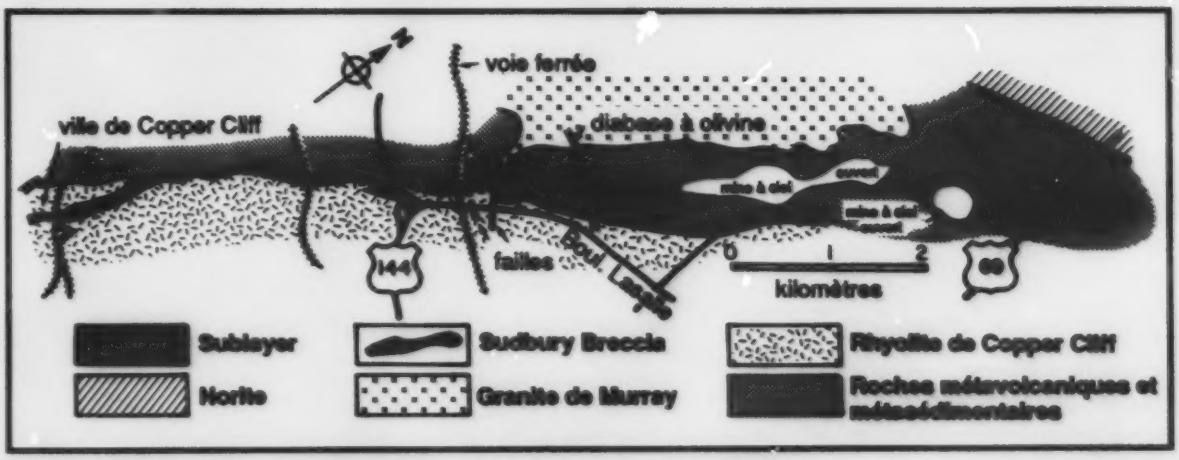

Figure 3. Dyke de *Sudbury Breccia* entre la route 69 au nord de Sudbury et la ville de Copper Cliff.

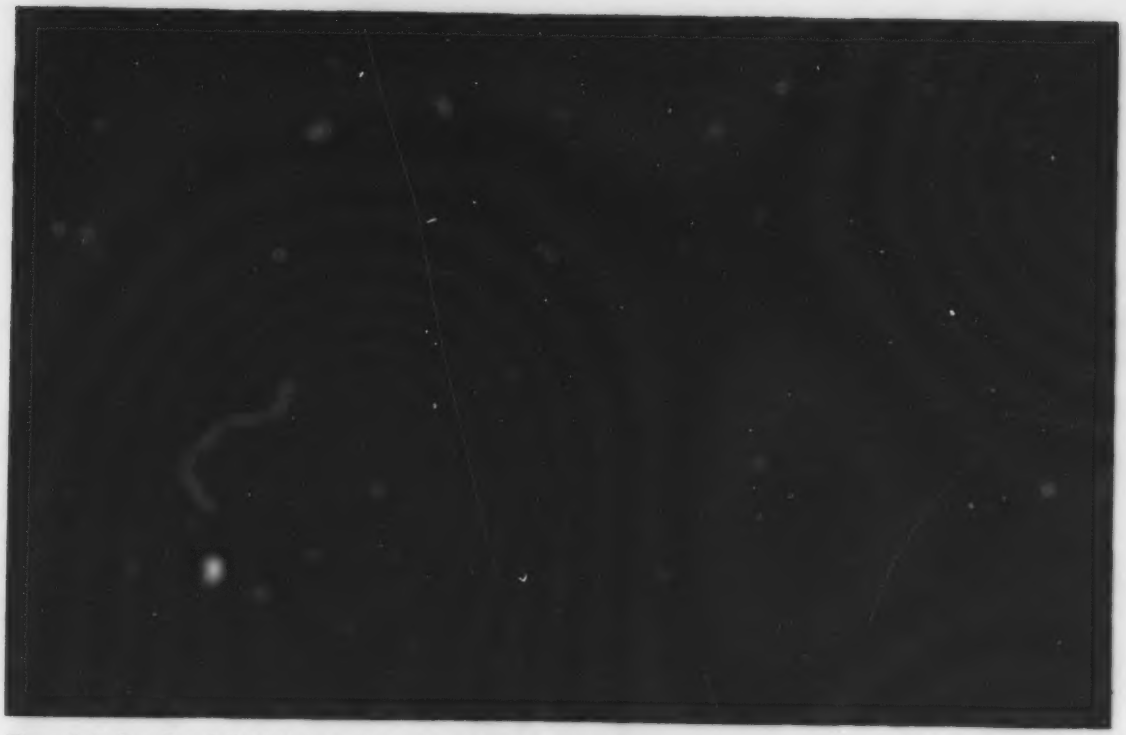

Figure 4. *Sudbury Breccia* situé près de la mine à ciel ouvert Hardy, canton de Levack.

Figure 5. *Footwall Breccia* situé au pied de la colline, au nord de la mine Strathcona, canton de Levack.

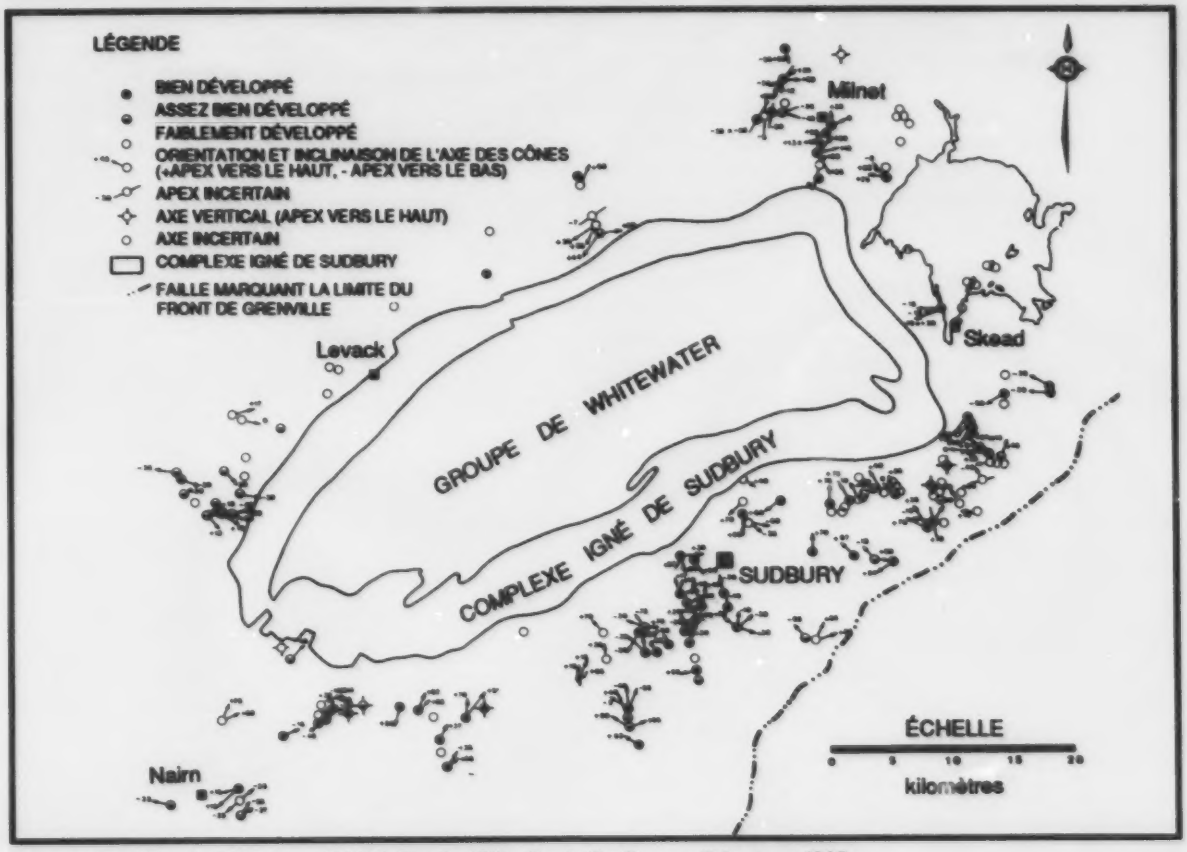

Figure 6. Répartition des "Shatter cones" (tiré de Dressler 1984c; d'après Guy Bray et collaborateurs, 1966).

Les gros fragments à l'intérieur de la brèche sont fréquemment de subarrondis à arrondis, les plus petits étant souvent angulaires (figure 4). En général, les fragments sont du même type de roche que les roches encaissantes immédiates. Il arrive de rencontrer des fragments "exotiques" (c.à d. des fragments provenant de sources n'affleurant pas à proximité) en quantité moindre, et ceci plutôt dans les masses plus importantes.

La matrice du *Sudbury Breccia* est grise ou noire et consiste principalement en une roche massive à grain microscopique à sub-microscopique faiblement recristallisée (Dressler 1984c). À quelques endroits, on a pu observer des géodes, de minuscules microlites et des textures ignées. Bien qu'assez rarement, il arrive cependant de rencontrer des litages de flux cataclastiques. Le métamorphisme régional, particulièrement au sud du Complexe igné de Sudbury, et une auréole de métamorphisme de contact de 1,5 km de large, liée au Complexe igné de Sudbury ont fait disparaître de nombreuses structures symptomatiques microscopiques telles que de minuscules microlites et de petites géodes.

Selon plusieurs études géochimiques (Speers 1957; Card 1978; Dressler 1984c), les brèches auraient été formées par un processus *in situ* impliquant les roches encaissantes et des fragments à l'intérieur de ces brèches. Les résultats géochimiques publiés par Dupuis *et al.* (1982) ont été interprétés comme évidence de l'implication de fluides riches en éléments alcalins et d'un magmatisme alcalin dans la formation des *Sudbury Breccias*. Cette interprétation est contestée par Dressler (1984c).

"FOOTWALL BRECCIA"

Le *Footwall Breccia* se trouve surtout dans le *North Range* et le *East Range* où il apparaît sous forme de couches et de masses discontinues pouvant avoir jusqu'à 150 m d'épaisseur, parallèlement au contact inférieur du Complexe igné de Sudbury. On a également trouvé de petits dykes de *Footwall Breccia* dans les gneiss archéens au nord du Complexe igné. Ils peuvent avoir jusqu'à 1 m d'épaisseur, et on les rencontre à une distance allant jusqu'à 250 m des masses de brèches principales. On remarque aussi des inclusions de *Footwall Breccia* dans le *Sublayer* et dans la norite du Complexe igné. Les contacts entre la brèche et le Complexe igné de Sudbury, qui est sus-jacent, sont généralement nets tandis que les contacts entre la brèche et les roches du mur sous-jacentes sont progressifs à travers une zone de "mégabrèche" (Pattison 1979) pouvant avoir jusqu'à 150 m de large.

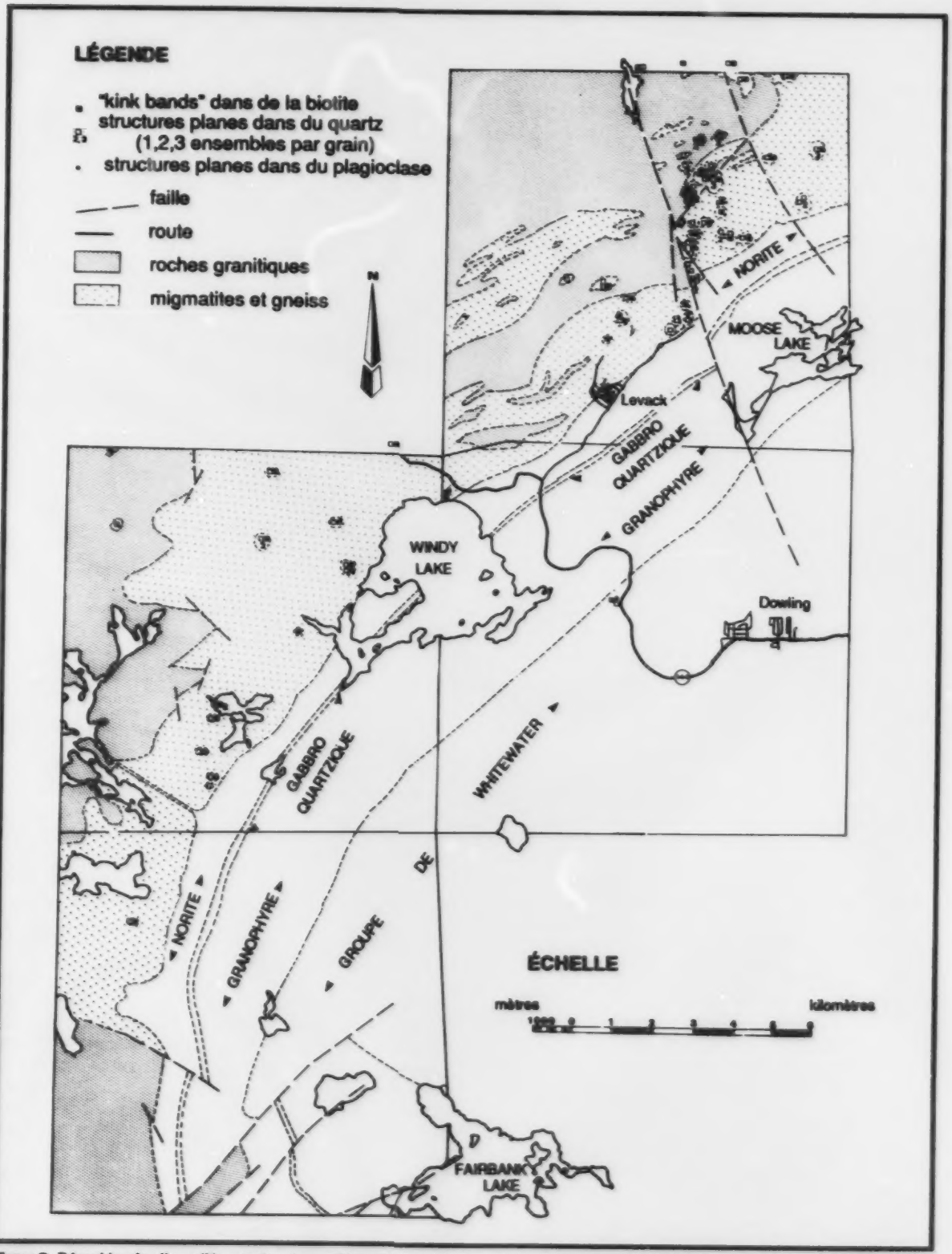

Figure 7. Répartition des divers éléments de métamorphisme de choc dans les roches archéennes constituant le mur au nord-ouest du Complexe igné de Sudbury.

Le *Footwall Breccia* (figure 5) est polygénique et constitué de fragments angulaires à subarrondis de taille très variée. La plupart des fragments de roche proviennent de source locale, mais on trouve aussi des fragments exotiques (Dressler 1984c). La matrice est généralement de couleur claire et a été décrite par Pattison (1979) comme ayant une texture "métamorphique granoblastique en mosaïque". Cette description ne tient cependant pas compte de tous les éléments microscopiques. Dressler (1984c) reconnaît des éléments indiquant une déformation des minéraux essentiels de la roche due à un métamorphisme de choc, ainsi que des textures granoblastiques et granophyriques distinctes dans la matrice. Ces dernières sont considérées comme ayant été formées par métamorphisme de contact (Dressler 1984c). Certaines textures semblent indiquer un début de fusion près du contact avec le Complexe igné de Sudbury (Dressler 1984c; Lakomy 1989).

MÉTAMORPHISME DE CHOC

Le métamorphisme de choc désigne les changements subis par les roches et les minéraux à la suite du passage d'ondes de choc de forte pression. Des éléments indiquant un métamorphisme de choc ont été signalés dans le mur du Complexe igné de Sudbury (Dence 1972; Guy-Bray et collaborateurs 1966; Dressler 1984c) et dans les brèches de la Formation d'Onaping (French 1968, 1970, 1972; Peredery 1972a, 1972b; Muir et Peredery 1984). Leur présence a été reconnue par tous les chercheurs qui ont récemment étudié la Structure de Sudbury, et elle n'est pas contestée par les partisans d'une origine endogène.

On trouve des *shatter cones* (voir photo de couverture) dans toutes les roches de plus de 1850 Ma autour du Complexe igné de Sudbury et on les a observés à des distances allant jusqu'à 17 km du Complexe igné (Guy-Bray et collaborateurs 1966; Dressler 1984c) (figure 6). Dans le mur, des éléments microscopiques témoignant d'un métamorphisme de choc incluent des structures planes dans le quartz et le feldspath, des *kink bands* dans le mica et une fracturation importante dans le grenat. Dressler (1984c) a étudié le zonage des éléments de métamorphisme de choc dans le mur du *North Range*. La figure 7 montre la répartition de divers éléments attribuables au métamorphisme de choc dans les roches archéennes du mur au nord-ouest du Complexe igné de Sudbury.

Des structures planes dues au métamorphisme de choc sont également présentes dans les brèches polygéniques de la Formation d'Onaping. Ces brèches possèdent aussi une diversité de verres recristallisés hétérogènes et homogènes (Muir et Peredery 1984) diversement interprétés soit comme des verres diaplectiques (Peredery 1972a; 1972b; Peredery et Morrison 1984) qui se seraient formés sous des pressions de choc supérieures à environ 30 GPa, soit comme des verres volcaniques recristallisés (Muir 1984).

GROUPE DE WHITEWATER

Il existe une documentation complète sur la géologie du Groupe de Whitewater (voir Pye *et al.* 1984).

Formation d'Onaping

La Formation d'Onaping est structuralement sus-jacente au Complexe igné de Sudbury; elle est constituée de brèches et de roches à texture ignée que l'on trouve sur toute l'étendue du Bassin de Sudbury, de 53 km de long sur 17 km de large environ (voir figure 1).

La Formation d'Onaping est subdivisée en 3 unités principales. De bas en haut, il y a d'abord le *Basal Member*, puis le *Gray Member* et enfin, le *Black Member*. Les deux membres supérieurs sont distingués, comme leur nom l'indique, par leur couleur (Muir et Peredery 1984).

"BASAL MEMBER"

Le *Basal Member* est discontinu. Dans le *North Range* et le *East Range*, cette unité a une épaisseur généralement inférieure à 150 m mais pouvant atteindre par endroits jusqu'à 300 m. Elle comprend des brèches de grain moyen à grossier, constituées par des fragments de roches archéennes encaissantes, en particulier des granitoïdes leucocrates, et par des fragments de roches huroniennes encaissantes, particulièrement des quartzites sédimentaires et des arkoses, ainsi qu'une matrice à grain fin généralement hétérogène composée de particules de roche encaissante recristallisée et/ou de minéraux à texture ignée.

Dans le *South Range*, les fragments sont surtout des quartzites sédimentaires avec des quantités moindres d'arkose, de conglomérat, de schiste à feldspath et séricite, et de quartz (figure 8). La taille des fragments varie du centimètre à de gros blocs de plusieurs dizaines de mètres de long. La matrice est généralement recristallisée et elle est modérément à fortement foliée. Brockmeyer (1990) apporte les preuves de l'existence d'une matrice ignée pour le *Basal Member* et interprète le membre comme faisant partie d'un complexe de fusion par impact comprenant le Complexe igné de Sudbury et deux unités de la Formation d'Onaping, soit le *Basal Member* et les *Melt Bodies*.

"GRAY MEMBER"

Le *Gray Member* est une importante unité de brèches latéralement continue dont l'épaisseur varie de 200 à 700 m. Son contact inférieur avec le *Basal Member* et par endroits, avec le Complexe igné de Sudbury est net (figure 9). Son contact supérieur avec le *Black Member* est généralement progressif, mais peut être net par endroits. À l'échelle locale, le *Gray Member* comprend un certain nombre de sous-unités distinctes avec des contacts nets, ou progressifs sur une échelle qui va du centimètre au mètre, et dont la trajectoire peut être droite ou sinueuse.

Figure 8. *Basal Member* du *South Range* ("brèche de quartzite") de la Formation d'Onaping, canton de Fairbanks.

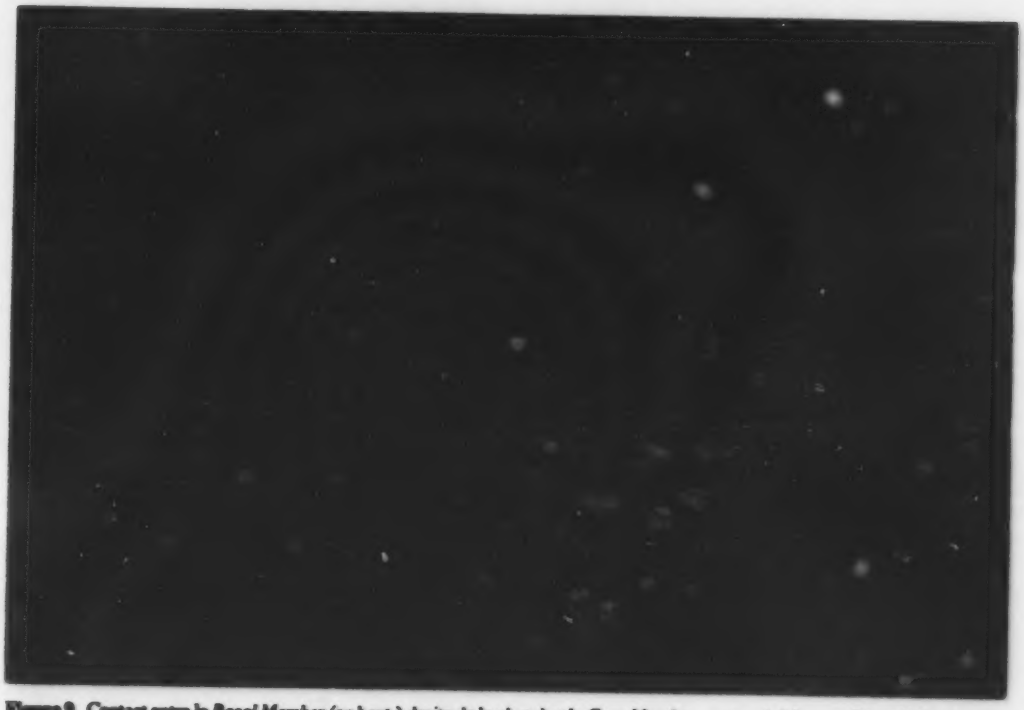

Figure 9. Contact entre le *Basal Member* (en haut à droite de la photo) et le *Gray Member*, canton de Morgan. Photo F. Brockmeyer, université de Münster, Allemagne.

Figure 10. Le *Gray Member* est ici principalement constitué de verres recristallisés à structure fluidale contenant un grand fragment d'arénite stratifiée du Supergroupe de l'Huronien, canton de Morgan. Photo P. Brockmeyer, université de Münster, Allemagne.

Figure 11. Vue au microscope de "l'horizon à éclats chloritisés", canton de Morgan. La vacuole du centre est remplie de chlorite. D'autres vacuoles sont écrasées. La longueur de la photo représente un segment de 2,3 mm. Photomicrographie P.Brockmeyer, université de Münster, Allemagne.

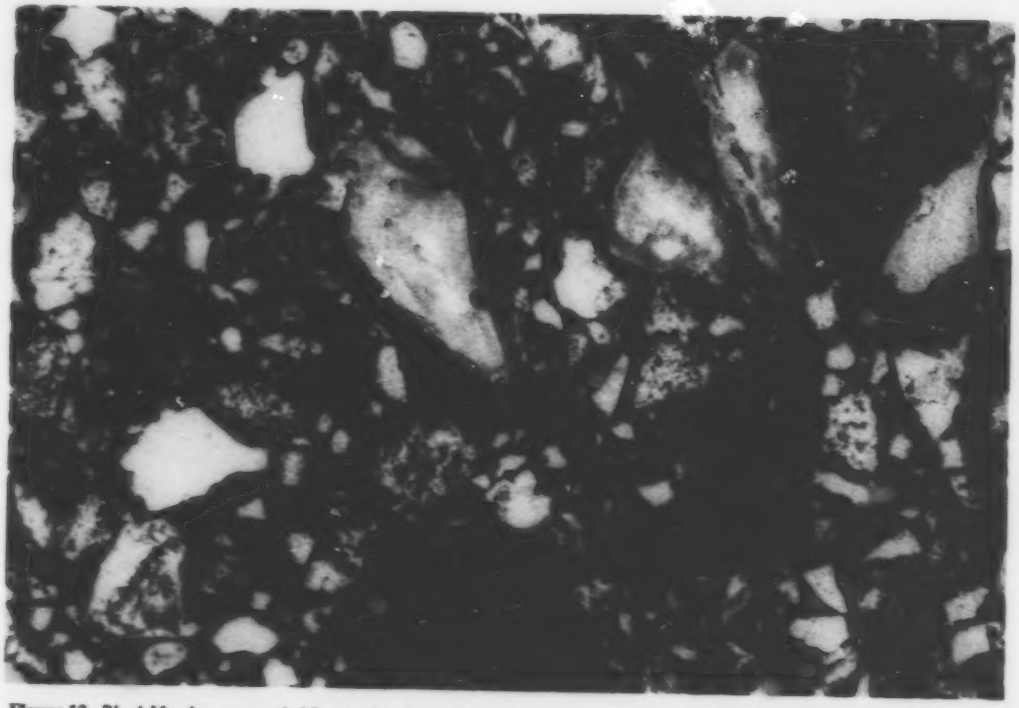

Figure 12. *Black Member*, canton de Morgan. Les fragments sont des verres chloritisés (verdâtres), des minéraux et des roches (gris et blancs), ainsi que des sulfures (noirs). La matrice contient du carbone. La longueur de la photo représente un segment de 2,3 mm. Photomicrographie P. Brockmeyer, université de Münster, Allemagne.

Les brèches sont constituées de fragments angulaires à arrondis provenant des roches environnantes (figure 10), de fragments de cristaux, de verre recristallisé, de matériau à texture fluidale, et de sulfures. Collectivement, la taille de ces fragments varie de moins de 0,1 mm jusqu'à éventuellement une centaine de mètres. Les fragments environnants sont variés et proviennent d'unités de roches archéennes ou protérozoïques telles que roches granitiques, gneiss, roches métavolcaniques ou métasédimentaires. La plupart des cristaux individuels semblent provenir de roches environnantes finement broyées, mais certains sont automorphes à hypidiomorphes et ressemblent à des phénocristaux. Certains fragments lithiques et cristallins montrent des structures de métamorphisme de choc dans le quartz et les plagioclases, ainsi que des textures cryptocristallines et de dévitrification dans le feldspath. Ces dernières pourraient être des verres altérés résultant d'un métamorphisme de choc (verres diaplectiques)(French 1968, 1972).

Certains fragments sont composites. Leur diamètre varie de quelques millimètres à plusieurs mètres, et ils peuvent comprendre une brèche à l'intérieur d'une brèche, du matériau à texture fluidale à l'intérieur de matériau à texture fluidale, du verre à l'intérieur de verre, ou des combinaisons de ces éléments.

Un horizon continu à "éclats chloritisés", d'une épaisseur allant de quelques mètres à 70 m, se trouve au contact du *Gray Member* et du *Black Member*. Il contient en abondance des éclats chloritisés qui, selon Brockmeyer (1990), représenteraient des géodes partiellement ou complètement écrasées (figure 11) dans une matrice microcristalline.

"BLACK MEMBER"

Le *Black Member* est une unité de brèches latéralement continue d'une épaisseur de 800 à 1200 m. Son contact inférieur avec le *Gray Member* est généralement progressif, mais net par endroits. Son contact supérieur avec la Formation d'Onwatin est progressif. Le *Black Member* ressemble au *Gray Member* du fait que les unités individuelles de brèche ont des caractéristiques semblables: les brèches contiennent des types semblables de fragments dont certains comportent des structures de métamorphisme de choc; les verres et les substances à texture fluidale ont des caractéristiques générales semblables; et les fragments composites ont des éléments semblables.

Les différences notables avec le *Gray Member* sont les suivantes: la couleur est due surtout à la présence de carbone granulaire d'origine indéterminée (figure 12); à la base de la majorité du *Black Member* se trouve une sous-unité riche en éclats chloritisés qui ne contient habituellement du carbone sous forme de carbonate qu'en très faible quantité.

La partie supérieure du *Black Member*, là où il passe graduellement dans les sédiments pélagiques de la Formation d'Onwatin, est formée de roches resédimentées,

Figure 13. Concrétions de carbonate dans la grauwacke de la Formation de Chelmsford, route 144 entre Chelmsford et Dowling.

finement grenues, plus ou moins stratifiées, par endroits perturbées, provenant du *Black Member*.

"MELT BODIES"

Les *Melt Bodies* forment généralement des masses irrégulières, présentant des contacts progressifs à nets avec le *Basal Member* et des contacts uniformément nets avec le *Gray Member* et le *Black Member*, et le Complexe igné de Sudbury. On trouve localement les *Melt Bodies* sous forme d'amas à l'intérieur du *Basal Member* et du *Gray Member*, moins fréquemment dans le *Black Member*. Ils forment localement des protubérances à l'intérieur du *Gray Member* à partir de lentilles à la base de celui-ci. La longueur des amas varie de 50 m à 1 km environ. Les *Melt Bodies* individuels peuvent avoir de quelques mètres jusqu'à environ 30 m de large. Dans de rares cas, des apophyses avec un litage de flux et ressemblant à des dykes recoupent le *Gray Member* adjacent sur quelques dizaines de mètres. Ailleurs, dans le *Gray Member* et le *Black Member*, on trouve des dykes lités et/ou sphérolitiques, aphanitiques, à fort pendage et n'ayant apparemment aucun rapport avec un *Melt Body*.

Les inclusions de roches environnantes se trouvant à la fois à l'intérieur et en bordure des *Melt Bodies* représentent de moins de 5 % jusqu'à 80 % du volume. Bien que d'autres roches environnantes puissent également être présentes, ce sont généralement des fragments subarrondis à subanguleux de quartzite sédimentaire et arkose du Supergroupe de l'Huronien.

FORMATION D'ONWATIN

La Formation d'Onwatin (Coleman 1905; Burrows et Rickaby 1930; Thomson 1957; Martin 1957; Sadler 1958; Beales et Lozej 1975; Rousell 1984a) est constituée en grande partie de couches massives à laminées d'argilite carbonée, de siltite et de moindre quantité de grauwackes. Par endroits, dans la partie sud-ouest du Bassin de Sudbury près de la base de la formation, on trouve une unité distincte appelée Membre de Vermilion, qui consiste principalement en roche carbonatée, roche siliceuse carbonatée, brèche siliceuse, calcaire, dolomie et argilite. On estime que l'épaisseur de la formation varie de 1100 m (Coleman 1905), et 900 m (Arengi 1977), à 600 m (Rousell 1984a).

Les principaux composants minéraux comprennent du quartz, du plagioclase, des micas (muscovite, chlorite, ± biotite), des minéraux du groupe des argiles et une matrice finement grenue, indiquant un faible degré de métamorphisme. Le carbone, qui se trouve surtout dans l'argilite et la siltite, est très fin et ressemble à des filaments alguaires et fongiques fossiles (Arengi 1977). Par endroits, le métamorphisme a eu pour résultat la concentration du carbone dans des veines d'anthracolithe.

Les roches pélagiques de la Formation d'Onwatin se sont déposées dans un bassin restreint avec des conditions de fond anoxiques (Rousell 1984a). Elles se transforment progressivement vers le haut pour donner les roches sédimentaires plus grossières de la Formation de Chelmsford, indiquant ainsi une transition vers une

plus grande énergie et probablement un cadre de sédimentation un peu moins profond.

FORMATION DE CHELMSFORD

La Formation de Chelmsford (Burrows et Rickaby 1930; Williams 1957; Cantin 1971; Cantin et Walker 1972; Rousell 1972) comprend surtout des grauwackes et siltites sur une épaisseur (préservée) d'environ 850 m. Le contact inférieur avec la Formation d'Onwatin correspond à la transition des mudstones à des sédiments dominés par des grauwackes.

De nombreuses unités appartenant à la Formation de Chelmsford présentent les divisions "A", "D" et "C" du cycle de Bouma (par ordre d'abondance décroissante), et constituent une séquence de dépôts turbiditiques proximaux. Les lits de turbidites mesurent en moyenne 1,23 m d'épaisseur, mais peuvent atteindre jusqu'à 5,2 m (Rousell 1972). Les structures sédimentaires présentes sont : des concrétions de carbonate, clastes d'arrachement et autres clastes, alluvions de chenal, marques de courant, rides, rides mouvantes, et stratifications entrecroisées, laminations convolutées et structures de charge. On a décrit des structures, peut-être d'origine biologique, semblables à celles qui sont formées par des vers de fond, dans les roches sédimentaires plus récentes (Rousell 1972). Des études portant sur les paléocourants indiquent que la direction prédominante du courant était vers le sud-ouest, parallèlement à l'axe principal du Bassin de Sudbury (Cantin et Walker 1972; Rousell 1972). Des concrétions carbonatées ovales, dont la taille peut atteindre 1 m, sont communes dans les grauwackes (figure 13).

Minéralisation dans le Groupe de Whitewater

Rousell (1984b) a fait un compte rendu sur la minéralisation dans le Groupe de Whitewater et a également fourni de nouvelles données. Trois âges de minéralisation sont reconnus dans le groupe (Rousell 1983): 1) des fragments sulfurés dans la Formation d'Onaping proviennent de roches antérieures à l'événement de Sudbury; 2) une minéralisation post-Onaping et pré-Chelmsford (par ex. les mines de Vermilion et Errington); 3) des filons de quartz minéralisés et des filons d'anthracolithe.

Ces minéralisations n'ont apparemment rien en commun avec les gîtes de nickel-cuivre associés au Complexe igné de Sudbury. Les tentatives d'exploitation des gîtes de sphalérite, galène, chalcopyrite, marcassite et pyrrhotite de Vermilion et d'Errington et quelques-uns des gîtes filoniens, ont jusqu'ici échoué.

COMPLEXE IGNÉ DE SUDBURY

Jadis, le Complexe igné de Sudbury était connu sous les noms de "Nickel-Bearing Eruptive", "Sudbury Nickel Irruptive" ou "Nickel Irruptive". Sur une carte, il a une forme elliptique orientée au nord-est et mesure 60 km de long sur 27 km de large (voir figure 1). Sa forme tridimensionnelle, cependant, n'est pas bien connue. Le Complexe a été considéré comme un laccolite (Coleman 1905), un filon-couche (Collins 1934, 1935, 1936, 1937; Collins et Cooke 1938a, 1938b, 1947a, 1947b), un filon annulaire (Knight 1917; Williams 1957) ou un lopolite (Dietz 1964); Fairbairn *et al.* 1968). Un complexe en forme d'entonnoir a été proposé, entre autres, par Wilson (1956), et par Naldrett et Kullerud (1967b), tandis que Hamilton (1960) a affirmé qu'il s'agissait d'une masse extrusive.

Beaucoup ont proposé la différenciation magmatique comme origine pour le Complexe igné de Sudbury, comme Barlow (1904, 1906), Coleman *et al.* (1929), Walker (1935), Collins (1934, 1935, 1936, 1937) et Collins et Cooke (1938a, 1938b, 1947a, 1947b). Cependant, Phemister (1926) était d'avis que la norite et le granophyre étaient des intrusions indépendantes, la norite étant plus ancienne.

Naldrett et Kullerud (1965, 1967a, 1967b) ont subdivisé la norite en plusieurs unités. Stevenson et Colgrove (1968) ont subdivisé la norite en quatre "membres". Des études faites sur le terrain (Dressler 1987) semblent prouver que le granophyre commun est plus ancien que la norite. À l'endroit d'une faille importante, dans la partie sud-est du Complexe igné, le présent auteur a remarqué des contacts intrusifs de norite non-déformée et de *Sublayer* du Complexe igné avec des roches huroniennes du mur et du granophyre ayant une forte schistosité parallèlement à cette faille. Naldrett et Hewins (1984), en général, ont interprété la masse principale du Complexe comme étant le résultat de la cristallisation fractionnée d'un magma mafique qui a été fortement contaminé par l'assimilation de la roche encaissante riche en silice.

Selon Dietz (1964), l'intrusion du Complexe aurait été provoquée par l'impact d'un météorite. Dressler *et al.* (1987) ont indiqué que le gabbro de Nipissing et le Complexe igné ont peut-être une source commune, et que l'impact d'un météorite a probablement causé le refusionnement de cette roche source, engendrant ainsi le magma de Sudbury. Des études plus récentes (Faggart *et al.* 1985; Stöffler *et al.* 1989) prenant en compte les isotopes de Nd et les considérations théoriques sur les impacts à grande échelle, ont interprété tout le Complexe igné de Sudbury comme un produit de fusion. Naldrett (1988) a cependant signalé que les signatures des isotopes concordent toujours avec un modèle d'assimilation en masse.

Souch *et al.* (1969) ont donné le nom de *Sublayer* à la phase contenant les minerais dont la composition va du gabbro à la diorite quartzique. Le sommaire suivant est une revue des unités principales du Complexe igné de Sudbury.

"Main Mass"

Naldrett *et al.* (1970) ont subdivisé les roches du *North Range* et du *South Range* appartenant au Complexe igné en plusieurs unités comme le montre la figure 14, et selon les descriptions ci-dessous.

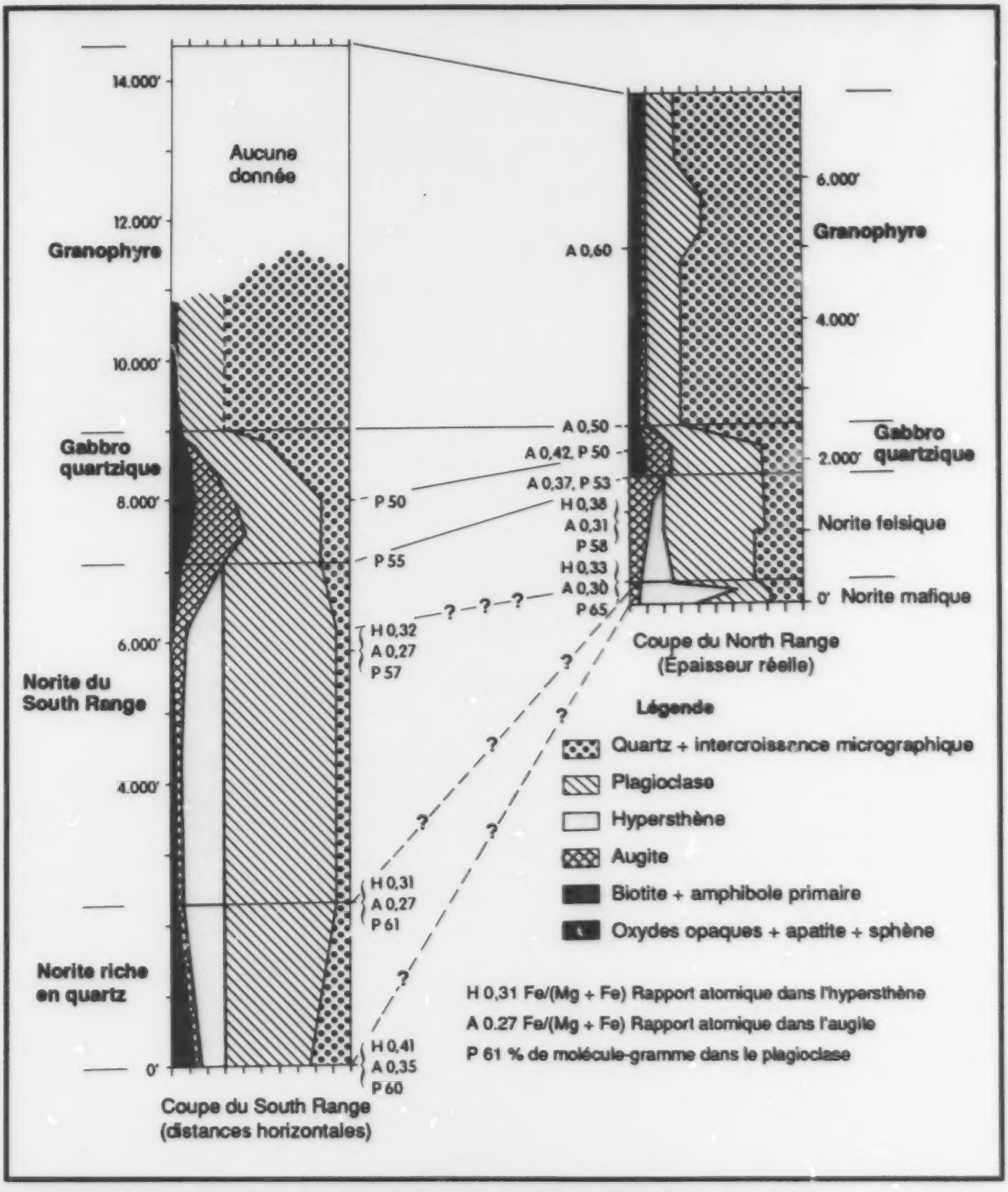

Figure 14. Coupes pétrographiques du Complexe igné de Sudbury (*d'après* Naldrett *et al.* 1970; Naldrett et Hewins 1984).

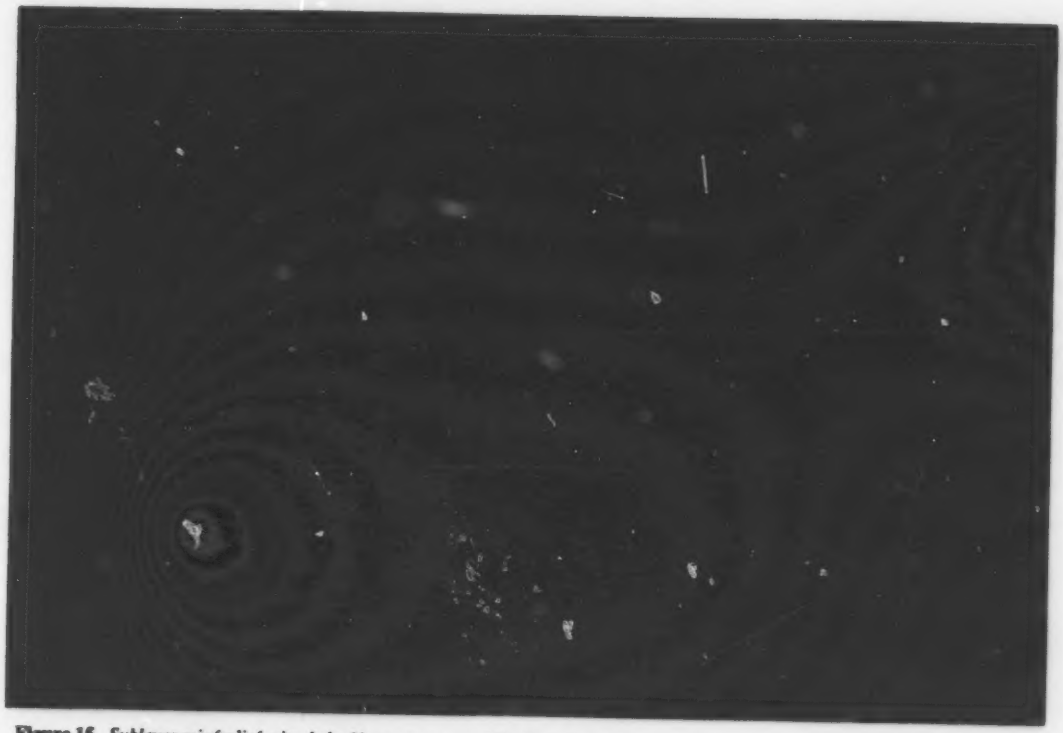

Figure 15. *Sublayer* minéralisé, site de la découverte, route 17 près de la mine Murray.

Le *Main Mass* du Complexe igné de Sudbury est subdivisé en une zone inférieure, une zone intermédiaire et une zone supérieure (Pye *et al.* 1984; Dressler 1984b). La "zone inférieure" comprend les norites mafiques et felsiques du *North Range* ainsi que les norites et norites quartziques du *South Range*. On trouve le gabbro quartzique de la "zone intermédiaire" tout autour du Complexe de même que le granophyre (appelé autrefois "micropegmatite") de la "zone supérieure" (Naldrett *et al.* 1970; Naldrett et Hewins 1984).

Les grandes subdivisions du Complexe igné ne présentent pas le fin litage igné à petite échelle que l'on trouve dans de nombreux grands complexes ignés comme les complexes du Bushveld et de Stillwater. Le Complexe igné de Sudbury, comparé à d'autres grandes intrusions ignées mafiques, est aussi un cas unique car il est anormalement riche en SiO_2.

La norite du *South Range* est une roche noire dont le grain varie de moyen à grossier, constituée d'un cumulus de plagioclase et d'hyperstène, et d'un intercumulus de quartz, augite, magnétite et ilménite (Naldrett et Hewins 1984). De la hornblende primaire entoure les pyroxènes. On peut voir une légère lamination ignée produite par l'orientation des cristaux de plagioclase.

La norite quartzique est plus finement grenue que la norite du *South Range*; elle contient jusqu'à 20 % de quartz et jusqu'à 25 % de biotite, et aucune lamination n'est visible. La teneur en quartz plus granophyre augmente en se rapprochant du contact inférieur. Les pyroxènes sont souvent ouralitisés.

Le contact entre la norite du *South Range* et le gabbro quartzique de la "zone intermédiaire" est progressif (Naldrett et Hewins 1984); il présente une diminution de la teneur en hyperstène vers le haut avec une augmentation des teneurs en quartz, augite, magnétite, ilménite et apatite. Le quartz et l'intercroissance granophyrique de feldspath et de quartz augmentent vers le haut dans la "zone intermédiaire".

Le granophyre (zone supérieure) du *South Range* est souvent déformé et altéré, mais là où il est faiblement déformé, il ressemble beaucoup au granophyre du *North Range*. La présence d'un granophyre fortement déformé à proximité de gabbros quartziques et de norites faiblement déformées à non-déformées du *South Range*, dans le canton de Falconbridge, est l'un des signes qui a mené Dressler (1987) à suggérer que le granophyre est plus ancien que les roches des zones intermédiaire et supérieure du Complexe igné. Cependant, Naldrett et Hewins (1984) ont décrit le contact du granophyre avec le gabbro quartzique sous-jacent comme étant progressif, et Cowan et Schwerdtner (1990, données non-publiées) ont signalé de la norite du *South Range* déformée à la mine de Garson, à l'ouest du canton de Falconbridge.

La norite mafique de la "zone inférieure", à la base du Complexe igné du *North Range*, est caractérisée par une teneur de 40 % à 60 % d'hyperstène à l'état de cumulus entourés par du plagioclase. On trouve également

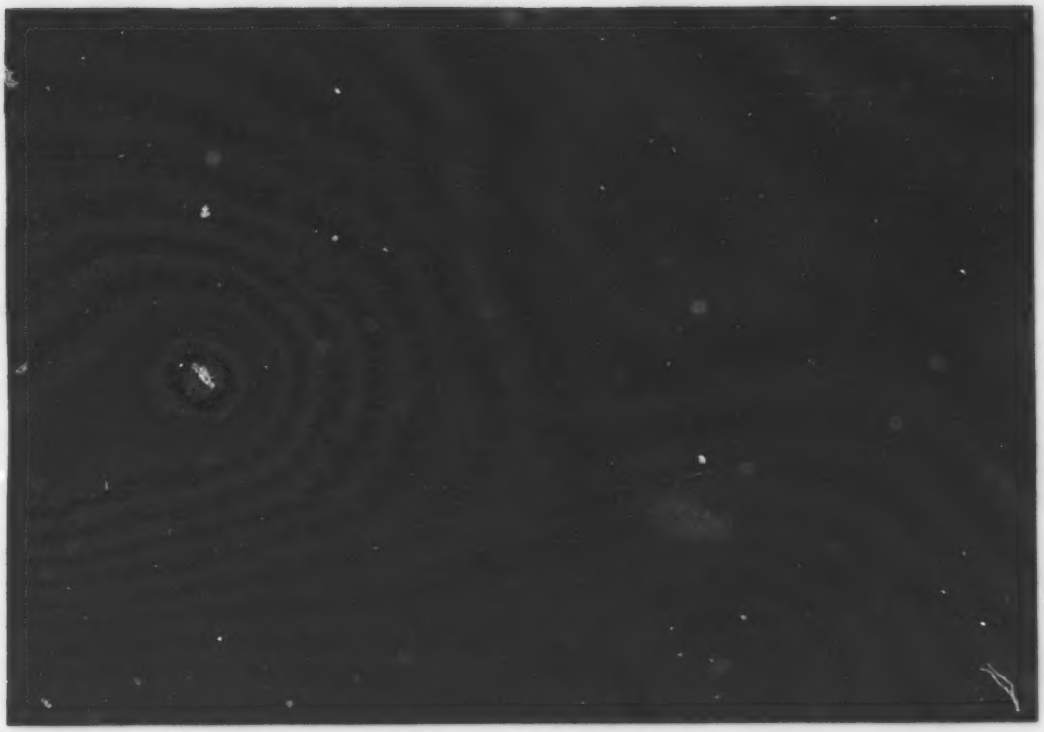

Figure 16. *Contact Sublayer*, au nord de la route qui mène de la mine Levack à la mine Strathcona (voir la figure 17, site A). Fragments mafiques dans une matrice de diorite quartzique (échelle en cm).

des textures subautomorphes de plagioclase et d'hyperstène, surtout dans les parties inférieures et supérieures de la norite mafique.

La norite felsique est la roche principale de la "zone inférieure" du *North range*. La roche, dont le grain varie de moyen à intermédiaire, contient du plagioclase et de l'hyperstène à l'état de cumulus. Les minéraux constituant l'intercumulus comprennent de l'augite, de la biotite et du quartz. L'intercroissance granophyrique de feldspath et de quartz est fréquente. Le tiers supérieur de la norite felsique ne contient pas d'hyperstène; et c'est l'augite qui forme la phase de cumulus (Naldrett et Hewins 1984). Le contact avec le gabbro quartzique sus-jacent est défini là où la magnétite et l'apatite deviennent abondantes. On trouve également de la norite felsique dans le *South Range*, où elle forme une zone épaisse d'environ 150 m sous la base du gabbro quartzique, et son importance est négligeable.

Le gabbro quartzique de la "zone intermédiaire" du *North Range* ressemble beaucoup au gabbro quartzique du *South Range*. Dans le *North Range*, celui-ci contient plus d'oxydes opaques, d'apatite et de titanite (environ 9 %) que dans le *South Range* (environ 5 %). Naldrett et Hewins (1984) signalent qu'on trouve le titane sous forme d'ilménite en lamelles d'exsolution dans la magnétite. Dans le gabbro quartzique du *South Range*, le titane se trouve dans des grains discrets d'ilménite.

Le granophyre, constituant la "zone supérieure" du Complexe igné, est souvent grossièrement grenu et composé de plagioclase (environ 1 part), d'intercroissance de quartz et de feldspath (environ 3 parts) et de petites quantités de biotite et d'oxydes opaques. Un granophyre riche en plagioclase contenant un mode d'environ 35 % de plagioclase a été décrit par Peredery et Naldrett (1975). Ceci représente un membre final plus fractionné des mêmes séries minéralogiques que celles du gabbro quartzique. Le granophyre "normal", plus commun, est intrusif à la base et au sein du granophyre riche en plagioclase.

Naldrett *et al.* (1970), et Naldrett et Hewins (1984) ont fait des descriptions détaillées de la composition des principaux constituants minéralogiques formant les roches du *Main Mass* du Complexe igné de Sudbury.

On trouve plusieurs dykes gabbroïques au sein du Bassin de Sudbury, où ils recoupent toutes les formations du Groupe de Whitewater. On ne les a pas signalées dans le Complexe igné de Sudbury. La plupart des dykes sont des gabbros fortement altérés et carbonatés. Les roches peu altérées, presque fraîches, sont rares et elles ressemblent beaucoup, par endroits, à la norite felsique du *North Range*; et, là où elles contiennent beaucoup d'inclusions de roches mafiques, elles ressemblent au *Sublayer* non-minéralisé (Dressler 1990).

Des âges U-Pb déterminés sur des zircons et de la baddeleyite contenus dans les norites mafiques et felsiques du *North Range*, dans la norite du *South Range* et dans le granophyre indiquent que la masse principale du Complexe igné est vieille de 1850 ± 1 Ma (Krogh *et al.* 1984).

"Sublayer"

Le *Sublayer* est une roche de composition mafique à intermédiaire à la base du Complexe igné de Sudbury, et qui renferme la majeure partie des minerais sulfurés de nickel-cuivre de la Structure de Sudbury (Yates 1948). Il occupe aussi, dans les roches environnantes de la Structure de Sudbury, des dykes qu'on appelle *"Offsets"*. Naldrett et Kullerud (1967a, 1967b) ont employé le terme *"xenolithic norite"* (norite à xénolites) pour désigner cette unité, tandis que Souch *et al.* (1969) l'appellent *"igneous sublayer"* (sous-couche ignée). Pattison (1979) a décrit le *Sublayer* et l'a inclus dans les "brèches leucocrates" stériles ou renfermant des minerais (c.à d. le *Footwall Breccia*). On trouve ces brèches le long du contact du Complexe igné de Sudbury avec les roches du mur en plusieurs endroits dans le *North Range* et le *East Range*. Le *Contact Sublayer* est la partie du *Sublayer* en marge du Complexe igné de Sudbury; il a été décrit en détail par Naldrett *et al.* (1984). Les *Offset dikes* ont été décrits par Grant et Bite (1984). La figure 15 montre le *Contact Sublayer* à l'endroit où il a été découvert près de la mine Murray.

On a trouvé des indices sur le terrain qui indiquent que le *Sublayer* comprend au moins trois sous-unités qui sont définies par la typologie des xénolites et les relations intrusives (Dressler 1982; Naldrett *et al.* 1984). La sous-unité la plus ancienne est la sous-unité principale du *Contact Sublayer* porteuse de sulfures (figure 16). Les sous-unités plus jeunes sont peu ou non minéralisées en sulfures et sont d'âge postérieur à la norite. L'âge relatif de l'unité la plus ancienne n'est pas connu.

Les *Offset Dikes* se prolongent approximativement de façon radiale à partir du Complexe igné, ou sont répartis concentriquement dans les roches environnantes. Plusieurs dykes, parmi eux les *Offsets* de Frood-Stobie et Manchester, ont été injectés dans des masses pré-existantes de brèche de Sudbury ressemblant à des dykes. La diorite quartzique est le type de roche dominant, et comme avec le *Contact Sublayer*, elle est caractérisée par diverses inclusions et minéralisations en sulfures.

On trouve trois types pétrographiques de diorite quartzique dans les dykes: 1) la diorite quartzique à hyperstène. C'est une roche d'un grain moyen à grossier comprenant de l'hyperstène aciculaire, des lattes de plagioclase, et comme minéraux interstitiels, du quartz, du feldspath potassique et des intercroissances granophyriques de quartz et de feldspath. Parmi les minéraux accessoires, on trouve la biotite, l'apatite, la titanite, l'ilménite, et du leucoxène. L'hyperstène est souvent bordé par de la hornblende. 2) la diorite quartzique à deux pyroxènes. Celle-ci est plus finement grenue que la précédente et contient des cristaux épais de clinopyroxène en plus de l'hyperstène (Grant et Bite 1984). 3) la diorite quartzique à amphibole-biotite. Celle-ci est caractérisée par des pseudomorphes d'amphibole et de biotite d'après des pyroxènes, laissant supposer qu'elle est produite par l'altération des deux autres types de diorite quartzique. Le troisième type de diorite quartzique est le plus commun; c'est aussi la roche principale des dykes radiaux.

Les trois types de diorite quartzique renferment des inclusions semblables à celles du *Contact Sublayer* et plusieurs phases du *Sublayer* ont été signalées dans un même *Offset*. Des inclusions de *Footwall Breccia* et de norite dérivée du *Main Mass* du Complexe igné ont également été signalées dans cet environnement.

GISEMENTS DE MINERAIS DE SUDBURY

Les gisements de minerais de Sudbury sont uniques et constituent la plus grande concentration connue en sulfures de nickel-cuivre dans le monde. On les trouve le long du contact inférieur du Complexe igné de Sudbury, c'est à dire dans le *Contact Sublayer*, le *Footwall Breccia* et /ou les roches du mur elles-mêmes, ainsi que dans les *Offset Dikes*.

Types de gîtes

L'analyse la plus récente des gîtes de minerais de la Structure de Sudbury, à l'exclusion de ceux du Groupe de Whitewater, a été réalisée par Naldrett (1984a) qui a subdivisé les gîtes en cinq groupes: 1) les gîtes du *South Range*; 2) les gîtes du *North Range*; 3) les gîtes *Offsets*; 4) les gîtes liés aux failles; et 5) les gîtes divers.

GÎTES DU *SOUTH RANGE*

Parmi les exemples typiques de gîtes du *South Range*, citons la mine Murray (Naldrett 1984a, p.303, figure 1) et la mine Little Stobie (Davis 1984). Dans la mine Murray, des sulfures massifs à inclusions sont recouverts par la diorite quartzique du *Sublayer* contenant jusqu'à 60 % de sulfures disséminés. Les inclusions comprennent des roches mafiques et ultramafiques exotiques ainsi que des roches du mur. La concentration en sulfures décroît, vers le haut dans la diorite quartzique, jusqu'à environ 20 %. Le gîte longe le contact du Complexe igné de Sudbury avec les roches du mur qui sont des roches supracrustales appartenant au Supergroupe de l'Huronien et avec le granite de Murray. Les contacts du gîte avec les roches du mur et la norite faisant partie du *Main Mass* du Complexe igné sont bien marqués et nets.

GÎTES DU *NORTH RANGE*

Les gîtes du *North Range* sont situés surtout dans le secteur de Onaping-Levack (Coats et Snajdr 1984). Plusieurs d'entre eux sont très riches. Selon ces auteurs, les gîtes de minerais sont liés dans l'espace à des enclaves dans le mur, remplies par des sulfures massifs, du *Footwall Breccia* minéralisé, du *Sublayer* et de la norite mafique. On trouve aussi du minerai dans les roches du mur proprement dites, soit comme de grands amas massifs, ou sous forme de dykes et de réseaux filoniens. Des dykes et des réseaux filoniens riches en chalcopyrite constituent les "zones à cuivre" (Abel *et al.* 1979). Du point de vue économique, le *Footwall Breccia* est l'encaissant le plus important pour les minéralisations du

North Range. Les sulfures dans la brèche apparaissent soit sous forme de petits filons, soit disséminés, soit sous forme de petits globules. Les gisements de minerais massifs contenus dans le *Footwall Breccia* sont, par endroits, bréchifiés, et peuvent contenir de la brèche et des inclusions de la roche encaissante.

GÎTES *OFFSET*

Les gîtes de l'*Offset* de Copper Cliff (Cochrane 1984) sont des exemples de gîtes du type *Offset*. Ils sont situés dans la partie centrale du dyke ou à son contact avec les roches environnantes. Les concentrations économiques de sulfures sont associées dans l'espace à la diorite quartzique riche en inclusions, et à un amincissement localisé du dyke. Les sulfures forment des globules dans la matrice de la diorite quartzique. Cochrane (1984) a décrit une zonation dans la composition du minerai caractérisée par "une augmentation de la teneur en chalcopyrite avec l'éloignement progressif des discontinuités à l'intérieur du dyke". Il a interprété cette zonation comme une cristallisation fractionnée de sulfures à l'état liquide.

GÎTES LIÉS AUX FAILLES

Les mines East, Falconbridge et Garson font partie des gîtes dits "liés aux failles". Deux d'entre elles, la mine Falconbridge et la mine East sont situées à la limite sud-est du Complexe igné de Sudbury (Owen et Coats 1984). Les gîtes se trouvent dans des zones de failles au contact entre le Complexe igné et les roches métavolcaniques et métasédimentaires de la Formation de Stobie appartenant au Supergroupe de l'Huronien. Les zones minéralisées sont de deux types. La "zone principale de sulfures à inclusions de schiste déformé" représente une brèche sulfurée avec des inclusions de norite (provenant du *Main Mass* du Complexe igné) et des roches supracrustales huroniennes. Les principaux minéraux constituant le minerai sont la pyrrhotite, la pentlandite, et la chalcopyrite. Le deuxième type constituant les "zones de sulfures massifs à inclusions du *Southwall*", est localisé au sud, à proximité ou au contact avec les gîtes du "*main zone*", et comprend des inclusions de roches supracrustales huroniennes, de quartz et de jaspe. La silicification des roches du mur, une déformation accentuée d'une bonne partie de la minéralisation, une forte altération du *Contact Sublayer*, ainsi que des fractures tardives recoupant les gîtes et remplies de sphalérite, marcassite, galène et carbonates, sont autant d'indications d'une activité tectonique et hydrothermale postérieure et peut-être en partie antérieure à la mise en place des gîtes (Owen et Coats 1984). Le Contact Sublayer est considéré comme la source magmatique principale de la minéralisation (Owen et Coats 1984).

GÎTES DIVERS

Le cinquième groupe de gîtes minéraux de Sudbury, le "groupe divers" est peu documenté. Les gîtes qui en font partie sont regroupés et se caractérisent surtout par des modifications postérieures à leur mise en place. L'un des ces gîtes est la mine McKim, décrite par Clark et Potapoff (1959). Une partie de la minéralisation de la mine est incluse dans le granite bréchifié de Murray qui est considérablement plus vieux (2223 Ma, Krogh *et al.* 1984) que le Complexe igné de Sudbury (1850 Ma, Krogh et al. 1984). Près de la mine, des veines granitiques du Pluton de Murray recoupent le Complexe igné. Ces veines résultent de la remobilisation provoquée par la chaleur du Complexe igné. La remobilisation et bréchification du granite a, semble-t-il, permis aux fluides sulfurés du *Sublayer* de migrer à l'intérieur du granite. Les zones minéralisées sont surtout constituées de pentlandite et de pyrite dans le granite, avec du quartz et des carbonates pour gangue.

MINÉRALOGIE ET COMPOSITION DES GÎTES

Les minéraux les plus communs dans les minerais de Sudbury sont la pyrrhotite, la pentlandite, la chalcopyrite, la pyrite et de la magnétite pauvre en titane. Un grand nombre de minéraux métalliques de moindre importance se trouvent également à Sudbury (Naldrett 1984b). Coats et Snajdr (1984) ont publié une liste des minéraux qui ont été identifiés dans les zones cuprifères de la mine Strathcona.

De nombreux gîtes de Sudbury sont caractérisés par une zonation compositionnelle, et les différences de composition entre les diverses masses minéralisées sont clairement marquées. Une cristallisation fractionnée d'une solution solide de monosulfure provenant de liquide sulfuré (Naldrett 1984b) peut être la raison de la zonation compositionnelle observée. Les différences de composition entre les différents gîtes de Sudbury pourraient être le résultat d'une préservation incomplète des masses minéralisées (Naldrett 1984b).

Géologie Structurale

La Structure de Sudbury est située dans la partie sud du Bouclier canadien et a été fortement affectée par l'Orogénèse pénokéenne. Les âges radiométriques sur des minéraux et des roches entières obtenus à partir de roches protérozoïques de la région de Sudbury s'étalent sur un long intervalle de temps qui va de 2200 Ma à environ 1200 Ma (Stockwell 1982; Easton 1986). Des âges Rb/Sr sur roche entière non-publiés (1950 Ma), obtenus sur les gneiss archéens de Levack, à proximité du Complexe igné de Sudbury dans le canton de Levack, indiquent que les roches au nord du Complexe igné ont également été affectées par l'Orogénèse pénokéenne (B.V. Rao, géologue, Université de Toronto, communication personnelle, 1984).

La Structure de Sudbury a acquis sa forme elliptique actuelle au cours d'un événement de chevauchement dirigé vers le nord-ouest (Shanks 1990). Ce chevauchement a engendré plusieurs failles directionnelles (c.à d. des failles parallèles à la direction des unités de roches dans la partie centrale du Bassin de Sudbury) qui recoupent le Complexe igné de Sudbury et les roches du Groupe de Whitewater du sud-ouest vers le nord-est (Thomson 1957; Card 1968; Dressler 1984b), ainsi qu'une zone de cisaillement inverse majeure, la Zone de Fairbank-Whitson Lakes (Shanks 1990). Cette zone a probablement été produite dans le même champ régional de contrainte responsable des chevauchements et des failles inverses dans les roches du Supergroupe de l'Huronien, au sud du Complexe igné de Sudbury (Shanks 1990). À l'extrémité sud-ouest du Complexe igné de Sudbury, on observe un décrochement senestre apparent des unités de roches d'environ 3,2 km le long de l'une des failles directionnelles inverses majeures, la Faille de Cameron Creek. Signalons également un décrochement dextre apparent de presque 1 km le long d'une faille inverse, sans nom, juste au nord de la Faille de Cameron Creek. Le pendage de ces failles est vers le sud-est, mais l'angle de pendage reste inconnu. Rousell (1984c) a estimé à 2800 m environ le décalage le long du pendage sur la Faille de Cameron Creek, et à environ 2600 m le rejet vertical. On note qu'à l'extrémité sud-est du Bassin de Sudbury, une section du Complexe igné de Sudbury large d'environ 4 km au nord de la Faille de Norduna est en contact avec une section du même Complexe d'une largeur de 7,5 km au sud de cette faille. À cet endroit, la partie sud du Complexe igné plus épaisse et à l'origine plus profonde, touche la partie nord, supérieure et moins épaisse. Le pendage de la Faille inverse de Norduna n'est pas connu. La Faille d'Airport, au nord de la Faille de Norduna, est une faille senestre dont le pendage, curieusement, est de 70° vers le nord-est (P. Snajdr, Falconbridge Limited, communication personnelle, 1990). La Faille de Bailey Corners, au sud de la Faille de Norduna, a un pendage de 65° vers le sud-ouest (*Norduna North Project Plan*, Falconbridge Limited). Les failles No.1 et No.2 situées juste au sud de la Faille de Bailey Corners ont, respectivement, un pendage de 45° vers le nord-ouest et de 30° vers le sud-ouest (P. Snajdr, Falconbridge Limited, communication personnelle, 1990). D'une manière générale, l'amplitude du déplacement net engendré par les grandes failles directionnelles à l'intérieur du bassin n'est pas connue. Également inconnues sont les conditions structurales aux extrémités est et ouest des failles directionnelles. Ces failles peuvent représenter des branches appartenant au système de la Faille de Murray (Card et Hutchinson 1972), ou bien elles peuvent être recoupées par ce système. Elles ont probablement influencé la forme actuelle de la Structure de Sudbury. L'ampleur de cette influence est encore inconnue du fait que la forme originale du Complexe igné de Sudbury ainsi que les décalages le long des pendages sont controversés (voir ci-dessous).

Des failles d'orientation nord-ouest qui recoupent le *North Range* et la partie centre-nord de la Structure de Sudbury, n'ont presque pas eu d'effet sur la forme générale de la Structure. Les failles les plus proéminentes sont celles de Fecunis Lake et de Sandcherry. Elles sont d'orientation nord-nord-ouest et montrent un décrochement senestre apparent du Complexe igné de Sudbury d'environ 1 km et 0,7 km respectivement. Elles appartiennent au système de la Faille d'Onaping (Card et Hutchison 1972). Le *South Range* du Complexe igné de Sudbury est recoupé par des linéaments d'orientation nord-ouest qui appartiennent peut-être au système de la Faille d'Onaping.

Plusieurs tentatives ont été faites pour calculer le raccourcissement horizontal subi par la Structure de Sudbury le long de l'axe NW-SE (Peredery 1972b; Rousell 1972; Brocoum et Dalziel 1974; Clendenen 1986) en utilisant des structures comme les concrétions carbonatées dans la Formation de Chelmsford. Les estimations du raccourcissement total vont de 50 % (Brocoum et Dalziel 1974) et 40 % (Clendenen 1986) à 36 % de raccourcissement par déformation (Shanks 1990). Le plissement au sein de la Formation de Chelmsford a causé un raccourcissement d'environ 10 % de la partie centrale du Bassin de Sudbury (Shanks 1990). Sur les sections verticales NW-SE à travers la Zone de Fairbanks Whitson Lakes, Shanks (1990) a estimé que le raccourcissement horizontal provoqué par un cisaillement ductile continu se situe entre 6 et 13 km. Les sédiments à structure d'ardoise de la Formation d'Onwatin peuvent représenter un raccourcissement de 30 % à 80 %.

En se basant sur les informations de Shanks (1990) indiquées ci-dessus et son estimation d'un raccourcissement de 50 % du Complexe igné et du Bassin de Sudbury le long d'un axe NW-SE, les dimensions d'origine de la Structure seraient approximativement

équivalentes, c'est à dire que la forme de la Structure de Sudbury était circulaire avant la déformation. Cette opinion concorde avec celle de Brocoum et Dalziel (1974), mais elle est en désaccord avec les études faites par Cantin et Walker (1972), Rousell (1972) et Muir (1984) qui soutiennent que la Structure n'a jamais été circulaire. Cantin et Walker (1972), et Rousell (1972) ont basé leur opinion sur les directions des paléocourants dans les roches de la Formation de Chelmsford, qui sont subparallèles à l'axe principal du Bassin de Sudbury. Ces auteurs supposent que les grauwackes de la Formation de Chelmsford se sont accumulées dans une dépression allongée, et non pas dans un bassin circulaire. Cependant, ils n'ont pas pris en considération la rotation des structures indicatrices de paléocourants due à la déformation. Ils ont par contre tenu compte de la rotation causée par le plissement. Mais surtout, ces auteurs, ainsi que Brocoum et Dalziel (1984), n'ont pas pris en compte que la reconstitution de l'intérieur sédimentaire de la Structure de Sudbury n'est pas l'équivalent de la reconstitution de l'ensemble de la Structure de Sudbury (Shanks 1990). De grandes parties de la Structure ne montrent aucun signe de déformation. Muir (1984) a comparé la forme actuelle de la Structure de Sudbury à une structure circulaire hypothétique de pré-déformation, et a donné plusieurs raisons pour justifier une forme initiale non-circulaire. En particulier, il a mentionné le manque d'éléments de déformation au nord du Complexe igné de Sudbury (sur une distance d'au moins 30 km), ce qui corroborerait la déformation requise pour la transformation de la structure initiale circulaire en structure elliptique.

Origine de la Structure de Sudbury

Jusqu'au début des années 1960, l'origine de la structure était considérée comme endogène, volcanique ou volcanique-tectonique (Burrows et Rickaby 1930; Speers 1957; Stevenson 1961a, 1961b; Thomson 1957; Williams 1957). Dans une étude originale, Dietz (1964) a conclu que la Structure de Sudbury était une structure causée par l'impact d'un météorite, et que les brèches polygéniques de la Formation d'Onaping ont été formées par l'échappement explosif de gaz au-dessus d'un magma ascendant dont l'intrusion avait été engendré par l'impact. Le volcanisme induit par un impact a aussi été proposé (Thomson 1969; Muir 1982, 1983). De nombreuses études favorisant une origine d'impact pour la Structure de Sudbury ont été publiées (citons entre autres : Dence 1972; Dietz 1964; Dressler 1984c; Dressler *et al.* 1987; French 1968, 1970, 1972; Guy-Bray et collaborateurs. 1966; Morrison 1984; Peredery 1972a, 1972b; Peredery et Morrison 1984; Stöffler *et al.* 1989). Les défenseurs d'une origine volcanique sont également nombreux (citons entre autre : Cantin et Walker 1972; Card et Hutchinson 1972; Fleet 1979, 1980; Muir 1984; Stevenson 1972; Stevenson et Stevenson 1980).

Les éléments qui témoignent en faveur d'une origine par impact sont présentés dans le tableau 2, et les facteurs qui appuient une origine endogène dans le tableau 3. Ces deux listes ne sont pas complètes; elles ne contiennent pas tous les aspects publiés jusqu'à présent pour ou contre les deux concepts. Les auteurs se rendent compte qu'il y a plusieurs contre-arguments correspondant aux divers arguments présentés dans les deux tableaux. Des discussions détaillées sur l'origine de la Structure de Sudbury sont publiées dans Pye *et al.* (1984), Morrison (1984), Muir (1984), Naldrett (1984c), et Peredery et Morrison (1984). Dressler *et al.* (1987) discutent également de l'origine de la Structure de Sudbury.

Le présent guide n'a pas pour objectif de discuter des divers arguments présentés dans les tableaux 2 et 3. Cependant, les éléments au coeur du débat sur l'origine de la Structure de Sudbury valent la peine d'être réitérés et sont les suivants :

La présence d'éléments de métamorphisme de choc dans la Formation d'Onaping et dans les roches du mur de la Structure de Sudbury, ainsi que l'extrême bréchification des roches environnantes autour du Complexe igné de Sudbury, témoignent d'un événement catastrophique. L'impact d'un météorite peut expliquer les structures de métamorphisme de choc et la bréchification observées, et dont il n'existe de preuve dans aucune structure endogène incontestée, dans le Bouclier canadien ou ailleurs. Les observations faites sur le terrain et qui se trouvent sous la rubrique (1) dans le tableau 3, peuvent cependant servir pour appuyer des processus multiples. Elles ne sont pas en accord avec les processus d'impact tels qu'on les connaît actuellement.

Tableau 2. Caractéristiques de la Structure de Sudbury favorisant une origine due à l'impact d'un météorite.

1) Bréchification intense des roches environnantes jusqu'à une distance de 80 km du Complexe igné de Sudbury; de tels phénomènes ne sont pas connus dans les structures endogènes reconnues.
2) Présence d'éléments de métamorphisme de choc dans les roches du socle, indiquant des pressions supérieures à 20 GPa. Parmi ces éléments, on peut citer: des éléments plans ("lamelles de choc") dans le quartz et le feldspath (jamais observées dans des structures endogènes incontestées, French 1990). On les reconnaît également dans les fragments de minéraux et de roches dans la Formation d'Onaping. Dans cette formation, des fragments de verre recristallisé sont interprétés comme étant des verres diaplectiques, substance liée à un choc.
3) On trouve des *shatter cones* comparables à ceux de Sudbury dans beaucoup de structures d'impact incontestées.
4) Roches déversées du collier dans la structure du *South Range*, telles qu'elles ont été observées dans quelques structures d'impact (Shoemaker 1963; Offield et Pohn 1977; Daly 1947).
5) La plupart des structures d'impact non déformées sur la Terre et autres planètes et lunes du système solaire sont circulaires ou subcirculaires. On connaît un nombre restreint de structures non circulaires, interprétées comme étant des structures d'impact, sur la Lune (par ex. structures de Schiller et Messier). On pense qu'elles ont été provoquées par un impact d'angle très faible ou par l'impact de plus d'un objet. Si cette interprétation est correcte, la forme non-circulaire ne réfute pas l'origine par impact de la Structure de Sudbury. Des études structurales récentes par Shanks (1990) montrent que la Structure de Sudbury était probablement circulaire avant la déformation.

Tableau 3. Caractéristiques de la Structure de Sudbury favorisant une origine endogène.

1) Les processus d'impact sont soudains et de courte durée. En ce qui concerne la Structure de Sudbury, les caractéristiques qui démontrent de multiples événements d'explosion et de dépôt sur une période prolongée sont les suivantes: stratification mégascopique à mésoscopique dans les membres supérieurs de la Formation d'Onaping; fragments composites de brèche ("brèche dans la brèche") et de verres à structure fluidale recristallisés ("verre dans du verre") dans les membres supérieurs de la Formation d'Onaping; dykes de *Melt Bodies* et dykes tabulaires, fortement inclinés, de verres recristallisés à structure fluidale qui intrudent dans les brèches consolidées des membres supérieurs de la Formation d'Onaping; dykes de *Sudbury Breccia* recoupant des dykes de *Sudbury Breccia*, et fragments de *Sudbury Breccia* dans certains dykes de *Sudbury Breccia* (Muir 1983).
2) Les *Melt Bodies* forment des coulées et des masses intrusives au sein des membres supérieurs de la Formation d'Onaping (Peredery 1972b). Les corps de fusion à texture ignée ressemblent à une phase de granophyre (du point de vue texture, minéralogie, et/ou chimie), phase considérée comme génétiquement liée au Complexe igné de Sudbury (Stevenson 1963; Muir 1984), ce dernier étant en général considéré comme ayant été produit par un magmatisme endogène.
3) Le zonage géochimique de la matrice des brèches de la Formation d'Onaping varie de dacitique-andésitique dans le *Gray Member* à basaltique dans le *Black Member*. On trouve, dans les deux membres, des cristaux automorphes à subautomorphes ressemblant à des phénocristaux, ainsi que des fragments de verres recristallisés de compositions mixtes. Ces caractéristiques pourraient représenter les produits d'éruption d'un réservoir magmatique et/ou de magmas mélangés (Muir 1984).
4) La Structure de Sudbury est considérée comme faisant partie intégrale de la géologie régionale (Card et Hutchinson 1972; Card *et al.* 1984; Muir 1984). D'après les relations reconnues, tirées d'observations faites sur le terrain, divers événements endogènes, qui collectivement sont antérieurs et postérieurs à "l'événement de Sudbury", peuvent expliquer l'existence de plusieurs caractéristiques importantes comme les buttes-témoins de roches huroniennes (grossièrement concentriques par rapport à la Structure de Sudbury), les gneiss de fort degré métamorphique dans les roches du mur dans le *North Range*, les couches localement déversées dans les roches du mur du *South Range* (voir Card *et al.* 1984; Muir 1984).

Descriptions des affleurements

La carte de la géologie générale pour la région de Sudbury, que vous trouverez dans la pochette à l'arrière de cette brochure, indique les emplacements des affleurements décrits ci-dessous. Sur la carte, la description et le numérotage des affleurements suivent le même ordre que la description des unités géologiques dans ce guide. Veuillez noter que plusieurs des affleurements décrits (sites n° 8, 9, 10 et 20) sont situés sur des propriétés minières et qu'il faut, pour visiter ces affleurements, obtenir au préalable une autorisation de Falconbridge Limited et/ou Inco Limited. Des visites guidées pour des groupes s'intéressant à la géologie de la Structure de Sudbury peuvent être organisées par le personnel de la Commission géologique de l'Ontario.

"SHATTER CONES"

1) On peut examiner les *shatter cones* (photo de couverture) sur un grand affleurement d'arénites de la Formation de Mississagi appartenant au Supergroupe de l'Huronien sur le chemin du lac Ramsey entre Science Nord et l'Université Laurentienne. PRIÈRE DE NE PAS UTILISER DE MARTEAUX.

2) Un autre affleurement présentant de beaux *shatter cones* se situe sur la route de Kelly Lake au sud de Copper Cliff. PRIÈRE DE NE PAS UTILISER DE MARTEAUX.

"SUDBURY BRECCIA"

Sudbury Breccias dans le *North Range*

Dans le *North Range*, on trouve des masses de *Sudbury Breccia* dans les gneiss et granites archéens de la province du Supérieur. La datation U/Pb sur zircon des gneiss a donné un âge de 2711 Ma (Krogh *et al.* 1984).

3) Un affleurement de *Sudbury Breccia* facile d'accès se trouve sur la route 144, à 3,2 km au nord de l'intersection de la route 144 avec la route régionale 8 (embranchement de Levack). Dans cette masse bréchifiée, les fragments proviennent des roches encaissantes et d'un dyke gabbroïque local.

4) Une autre masse de *Sudbury Breccia* facilement accessible affleure au nord de la mine à ciel ouvert de Hardy, près de Levack. L'affleurement, de taille importante, présente des fragments de gneiss, de migmatites, de roches granitiques et de diabase, dans une matrice aphanitique de couleur gris foncé à noire.

Sudbury Breccias dans le *South Range*

5) Un *Sudbury Breccia*, passant presque inaperçu, affleure à l'intersection de la rue Balsam et de la route 17 dans des grauwackes de la Formation de McKim appartenant au Supergroupe de l'Huronien. Les grauwackes sont des turbidites finement stratifiées qui présentent de belles structures en "flammes".

6) Sur le côté sud de la route de Robinson Lake à Kelly Lake, on trouve un affleurement de conglomérat polygénique de la Formation de Ramsey Lake et d'arkose de la Formation de Pecors appartenant au Supergroupe de l'Huronien. Le *Sudbury Breccia* qui se trouve dans la Formation de Pecors présente des fragments bien arrondis d'arénite de la Formation de Pecors dans une matrice très finement grenue. La matrice pénètre en langues étroites dans les roches du mur de la principale zone bréchifiée.

7) Le plus grand dyke, ou zone de *Sudbury Breccia* que l'on connaisse s'étend du contact inférieur du Complexe igné de Sudbury au nord de Sudbury et à l'est du Pluton de Murray, en passant par les mines Frood et Stobie, jusqu'à Copper Cliff et probablement vers l'ouest au-delà de cette ville (voir figure 3). On peut voir le dyke en plusieurs endroits, au site n° 5, dans un affleurement comportant de spectaculaires pseudomorphes de staurolite dans des métapélites du Supergroupe de l'Huronien. PRIÈRE DE NE PAS UTILISER DE MARTEAUX sur les affleurements de staurolite.

"FOOTWALL BRECCIA"

8) Les affleurements de *Footwall Breccia* les plus représentatifs se trouvent près de la tour de chargement de la mine Strathcona, sur le côté nord de la route allant de Levack à la mine Coleman (figure 17, site B). Dans cet affleurement, les inclusions sont variées et comprennent des fragments de gneiss, de granites et de roches mafiques ignées dérivées des roches archéennes du mur. Au contact de la brèche, on peut voir une petite masse de roche constituant le *Sublayer*. À noter les sulfures disséminés, en faible quantité, et les fragments sulfurés dans la brèche.

9) À 1 km environ au nord-est du site n° 6 se trouve un affleurement montrant le passage du *Sudbury Breccia* (voir figure 17, site D) aux roches du mur qui contiennent du *Sudbury Breccia* (voir figure 17, site E). Le *Sudbury Breccia* (figure 18; voir figure 17, site D) et les roches granitiques (figure 19; voir figure 17, site C) témoignent d'un début de fusion.

10) Le *Footwall Breccia* se présente comme une protubérance en forme de dyke, formant un contact net avec la norite mafique faiblement minéralisée. La norite mafique constitue la phase basale du Complexe igné dans le *North Range*. Il y a un faible alignement apparent de l'axe principal des inclusions dans le *Footwall Breccia* qui sont parallèles au contact (voir figure 17, site F).

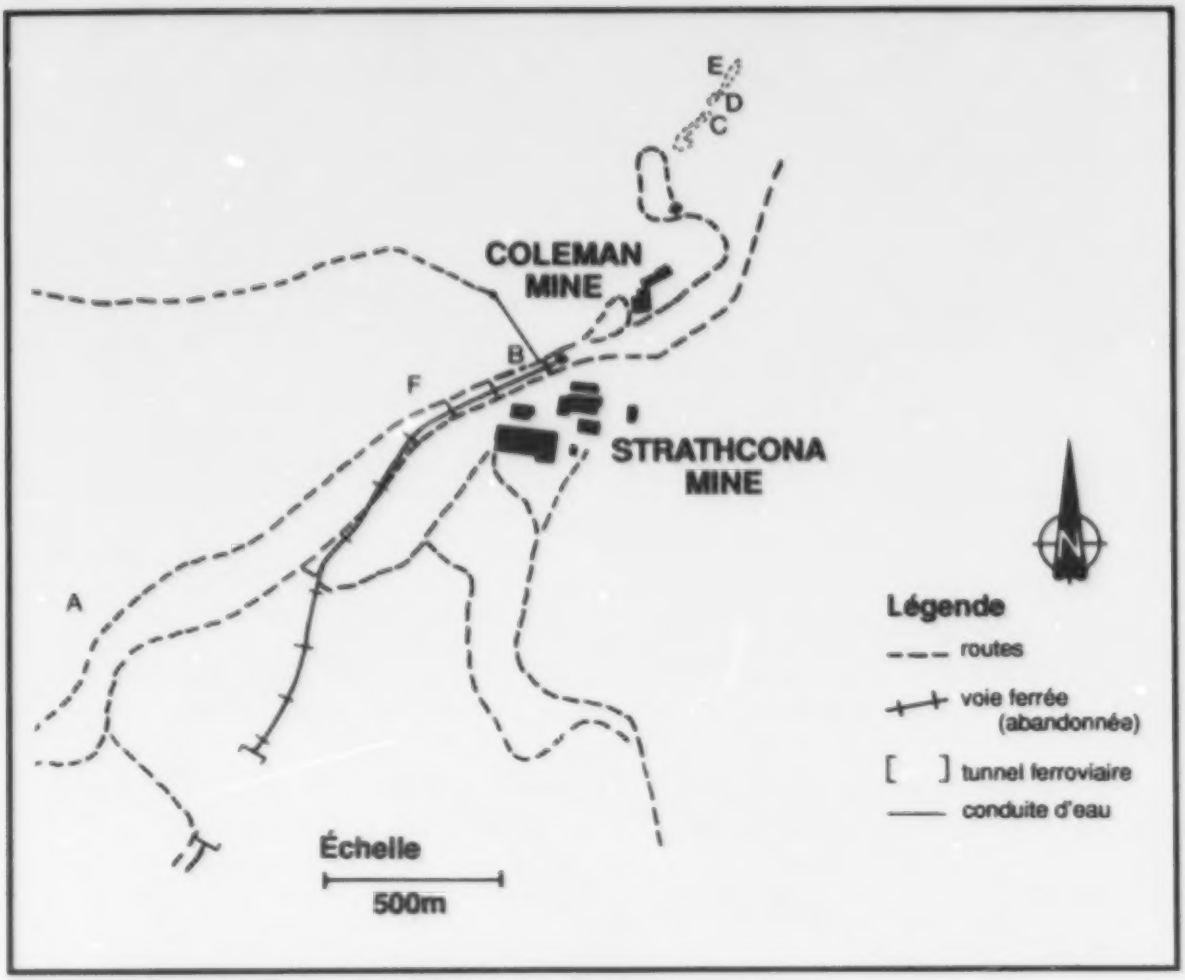

Figure 17. Emplacements des affleurements 8, 9, 10 et 20 (voir "Descriptions des affleurements").

GROUPE DE WHITEWATER

Formation d'Onaping

11) Stationnez sur la grande étendue sablonneuse du côté est de la route. De là, parcourez à pied 300 m vers le nord jusqu'à une grosse colline. Voir la figure 20 pour l'emplacement exact de divers membres de la Formation d'Onaping. Veuillez noter qu'il est difficile de reconnaître les différentes phases de la Formation d'Onaping. Soyez patients!

11A) Le *Basal Member* forme ici un contact net avec du granophyre et une variété de granophyre riche en plagioclase. Les deux sortes de granophyre renferment des inclusions dérivées du *Basal Member* et ont entre elles des contacts complexes. De plus, le granophyre riche en plagioclase est intrudé sous forme de lentilles irrégulières dans le *Basal Member*. Le *Basal Member* est une brèche composée de fragments de roches granitiques, gneissiques, métasédimentaires et, dans une moindre proportion, de fragments de roches métavolcaniques mafiques et ignées. Ces fragments, qui témoignent souvent d'un événement de choc, sont incorporés dans une matrice felsique qui a été pulvérisée et ensuite recristallisée.

11B) Le contact supérieur entre le *Basal Member* et le *Gray Member* est net et irrégulier. Ce contact est défini par un changement dans la quantité de fragments provenant des roches environnantes, et par l'apparition de petits fragments ressemblant à des éclats dans la matrice du *Gray Member*.

11C) Le *Basal Member* est aussi en contact avec le *Melt Body*, roche à texture ignée contenant des fragments de roches environnantes semblables à ceux que l'on trouve dans le *Basal Member*. Le *Melt Body* semble représenter des phases de fusion témoignant d'un refroidissement rapide avec production de brèche et

Figure 18. Début de fusion. La moitié inférieure de la photo montre un petit dyke gris de *Sudbury Breccia* à peu près horizontal (*voir* la figure 17, site D).

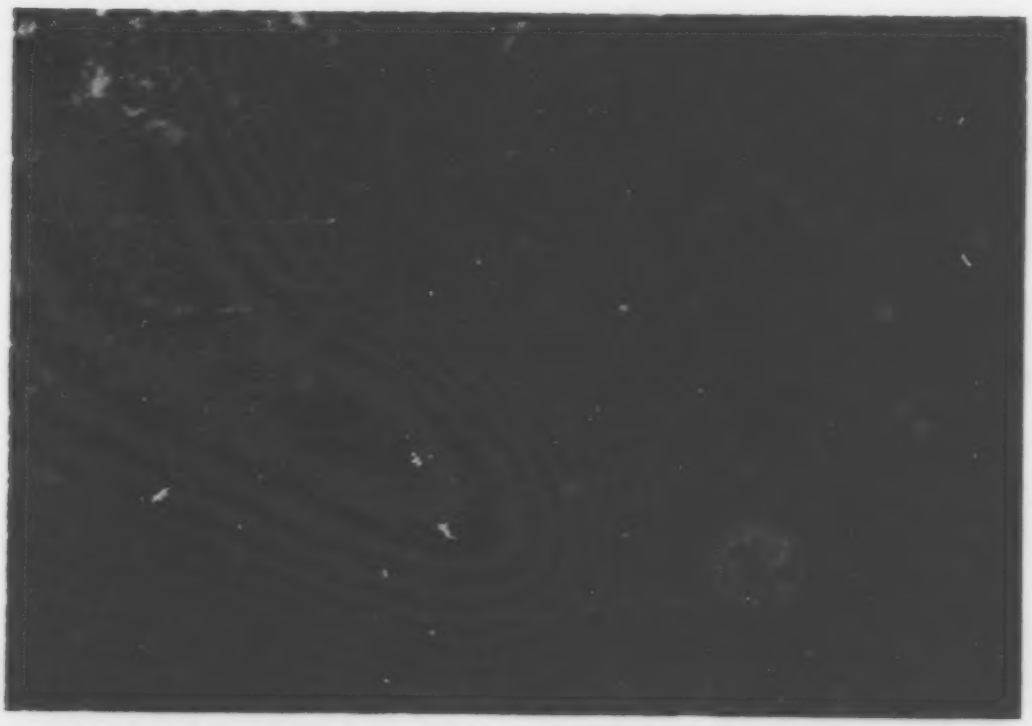

Figure 19. Début de fusion *in situ*. Leucosome granitique de migmatite archéenne dans le mur. Les parties claires entourant les parties plus sombres de roche constituée de quartz et de feldspath représentent un début de fusion.

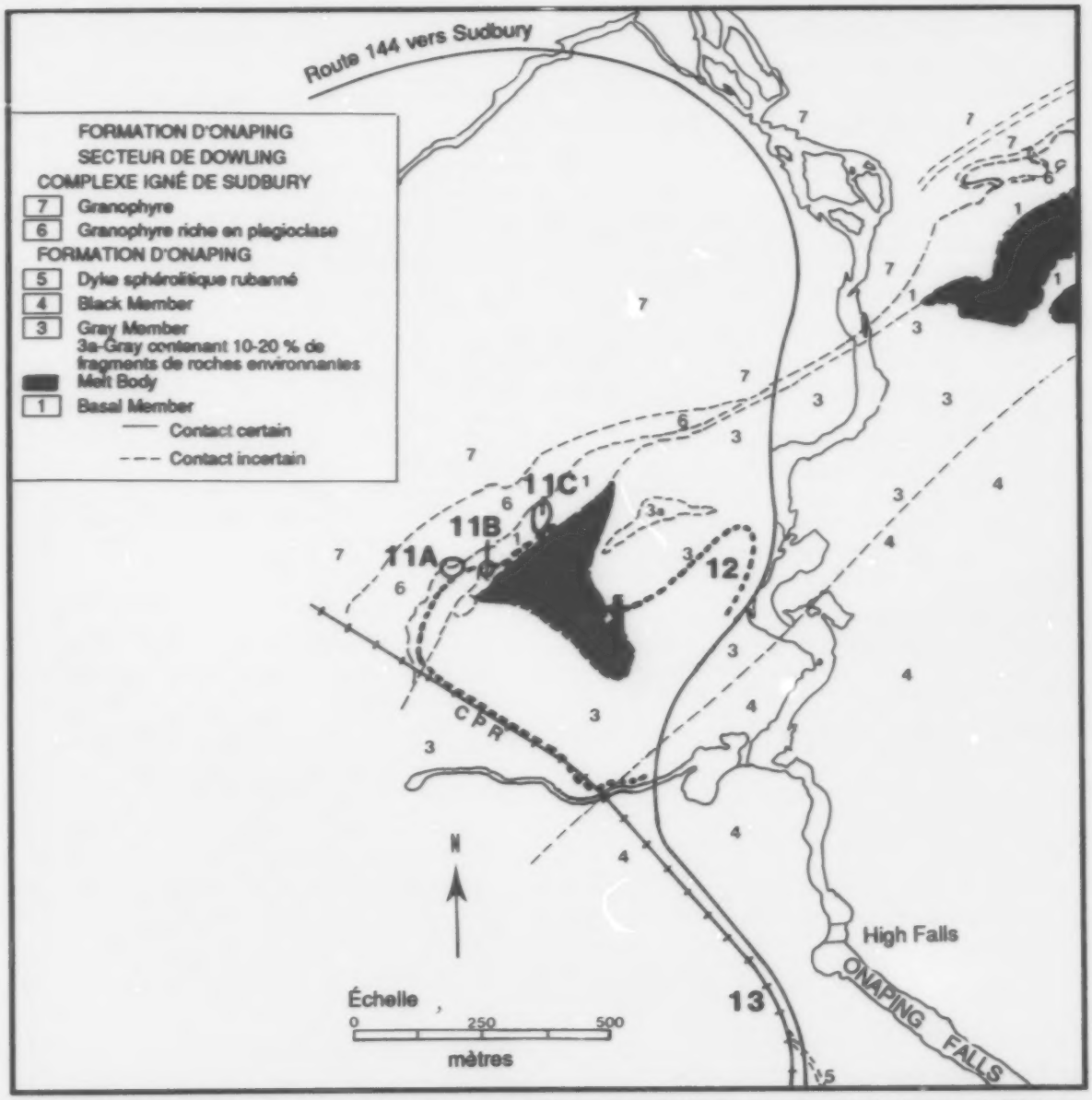

Figure 20. Carte repère pour les affleurements 11, 12 et 13, Formation d'Onaping, secteur de Dowling. Le sentier est indiqué par des pointillés gras.

de lignes de fluage. Il contient fréquemment des vésicules remplies généralement de quartz, de chlorite ou de sulfures.

12) Le passage de la route 144 dans le rocher a exposé des brèches polygéniques du *Gray Member* constituées d'un mélange disparate de fragments provenant des roches environnantes, semblables à ceux que l'on trouve dans le *Basal Member*, de différents verres recristallisés et d'une matrice très finement grenue composée de minéraux pulvérisés, de fragments de roche et de verres recristallisés. Les fragments de roches environnantes montrent habituellement une bréchification interne, une fluidification ou une indication de fusion naissante, et, en lame mince, des éléments de choc. Remarquez les masses de verre recristallisé à structure fluidale, qui présentent souvent des troncatures dans les lignes de flux. Le *Gray Member* et le *Black Member* contiennent tous deux des fragments de roches bordés par du verre recristallisé avec structure fluidale. Les sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, galène et sphalérite) sont communs dans les fragments

provenant des roches environnantes, dans les fragments de verre recristallisé et dans la matrice de la brèche.

"BLACK MEMBER"

13) Le passage du *Gray Member* au *Black Member* se fait sur 15 à 60 m et il est caractérisé par une augmentation rapide de la teneur en substance carbonée, et par l'apparition de fragments de verres chloritisés ("horizon à éclats chloritisés"). Mise à part la couleur noire, le *Black Member* ressemble au *Gray Member*. Mais, il présente aussi une décroissance progressive de la taille et de l'abondance des fragments. Le *Black Member* montre par endroit un litage bien développé. À échelle réduite, on trouve un litage irrégulier de matériaux fortement retravaillés et devenant plus commun dans les niveaux stratigraphiques supérieurs. Le contact supérieur entre le *Black Member* et la Formation d'Onwatin est progressif.

À cet endroit, on trouve des lapillis accrétionaires. Ils sont constitués de fragments de roches environnantes ou de verre recristallisé entourés d'une substance riche en carbone et très finement grenue. Les sulfures (surtout de la pyrite) sont également communs et se trouvent à la fois dans la matrice et dans les fragments. Une pâte à grains microscopiques constitue environ 50 % de la roche. Le reste des roches à fragments comprend des clastes de roches métasédimentaires et ignées ou gneissiques. L'origine du matériau carboné est incertaine.

"BASAL MEMBER" DU SOUTH RANGE (BRÈCHE DE QUARTZITE)

14) À 6 km environ au nord de la mine Lockerby, de 50 à 100 m à l'est de la route d'accès de Falconbridge Limited, on trouve un affleurement du *Basal Member* déformé (brèche de quartzite). Il est formé de fragments d'arénite quartzique et d'arkose dans une matrice arkosique fortement recristallisée. Les fragments sont très semblables aux roches du Supergroupe de l'Huronien que l'on trouve au sud du Complexe igné de Sudbury.

Formation de Chelmsford

15) Le long de la route 144, entre Chelmsford et Dowling, on peut examiner plusieurs affleurements de grauwackes de la Formation de Chelmsford, présentant des concrétions carbonatées.

Membre de Vermilion

16) Le Membre de Vermilion est en général peu exposé. Des travaux d'exploitation entrepris par Falconbridge Limited ont révélé quelques affleurements intéressants près des anciens gîtes de Vermilion-Errington.

Formation d'Onwatin

17) Un petit affleurement d'ardoise rouillée de la Formation d'Onwatin est situé sur le côté sud de la route 144, juste à l'est de Dowling.

COMPLEXE IGNÉ DE SUDBURY

Gabbro quartzique et granophyre

18) Le membre supérieur du Complexe igné de Sudbury est composé de granophyre, appelé anciennement micropegmatite. Il est de couleur rose et consiste d'intercroissance microscopique (trois quart) et de plagioclase (un quart). On peut examiner cette roche à l'angle nord-est de l'intersection de la route 144 avec la route régionale 8, en direction de Levack (site n° 12).

Sous le granophyre se trouve une mince unité (225 m) appelée gabbro quartzique (ou zone de transition de norite). On l'appelle aussi gabbro riche en oxyde, du fait de l'abondance d'oxydes opaques (jusqu'à 8 %), principalement des ulvospinelles. L'apatite est commune et on trouve, par endroits, de la pyrite. On peut examiner le gabbro quartzique sur l'affleurement qui se trouve au nord-ouest de cette intersection.

Norite

19) La norite felsique est le principal membre basique du Complexe igné de Sudbury dans le *North Range*. On peut l'examiner sur les affleurements le long de la route 144, au nord-ouest de l'intersection avec la route régionale 8.

"Sublayer"

20) Le *Sublayer* est bien exposé dans cet affleurement situé à 150 m environ au nord-ouest de la route allant de la mine Levack à la mine Strathcona, au bord d'une gravière. Des fragments ronds à subarrondis, composés de roches ignées mafiques exotiques, sont insérés dans une matrice de roche gabbroïque moyennement grenue contenant de l'hypersthène. On trouve des amas sulfurés dans la matrice et dans certains fragments mafiques. **PRIÈRE DE NE PAS UTILISER DE MARTEAUX.**

"Offset Dyke Sublayer"

21) À cet endroit, sur le côté est de la route qui va de la route 144 à Copper Cliff, on peut voir l'*Offset* porteur de minerai de Copper Cliff. Le dyke de diorite quartzique fait partie du *Sublayer*. Il rejoint le Complexe igné de Sudbury en formant une large enclave en forme d'entonnoir vers le nord, à l'endroit où le gîte de Clarabelle est exploité dans plusieurs mines à ciel ouvert. Le dyke a moins de 60 m de large à cet endroit et reste étroit sur le reste de sa longueur, soit 5 km vers le sud jusqu'à Kelley Lake. On trouve plusieurs mines le long du dyke *Offset* de Copper Cliff.

22) Un autre dyke *Offset* bien exposé, l'*Offset* de Worthington peut être étudié près de la mine Totten où des fragments mafiques altérés pouvant atteindre

une taille de 1 m sont figés dans une matrice de diorite quartzique (ne figure pas sur la carte d'accompagnement, situé au sud du secteur représenté sur la carte).

SITE DE LA DÉCOUVERTE

23) Des sulfures de nickel-cuivre ont été signalés pour la première fois, en 1856, sur le site de la mine Creighton, par A. Murray de la Commission géologique du Canada. Il a fallu cependant attendre l'année 1883, lorsqu'au cours des travaux de construction de la ligne de chemin de fer Pacifique-Canadien, un gisement de cuivre-nickel a été découvert tout près de ce site. Le gisement est par la suite devenu le gîte de la mine Murray. Au cours des années qui suivirent cette découverte, des prospecteurs ont trouvé beaucoup de gîtes dans ce secteur et les travaux d'exploitation ont commencé en 1889. Depuis, les mines de la Structure de Sudbury ont fourni environ un milliard de tonnes de minerai.

L'affleurement où a eu lieu la première découverte était situé au bord de l'exploitation à ciel ouvert de la mine Murray, juste au sud de la route 144. L'affleurement est resté intact jusque vers le milieu des années 1970, date à laquelle la route et la voie ferrée ont été détournées afin de permettre l'exploitation du minerai. La mine Clarabelle à ciel ouvert No. 2 et la tour d'extraction de la mine Murray (inactive) sont visibles au sud-ouest.

Sur le côté est de la voie ferrée, on peut voir de la norite riche en quartz. Il s'agit d'une unité basale du Complexe, située dans le *South Range*.

Sur le côté ouest de la voie ferrée, on peut voir le *Sublayer* faiblement minéralisé. Le pendage du *Sublayer* est vers le nord à un angle de 60° sous la norite. La norite adjacente qui est homogène, ne renferme pas d'inclusions, contient très peu de sulfures, et est en contraste marqué avec le *Sublayer*.

Note: FAITES ATTENTION! Vous êtes sur une ligne de chemin de fer transcontinentale et les trains peuvent être fréquents.

VISITES DES MINES, DE LA FONDERIE ET DES RAFFINERIES

La mine "Big Nickel" est une attraction touristique. Elle est située à l'ouest de la ville de Sudbury, juste au nord de la route 17.

Pour des visites guidées des fonderies et des raffineries, veuillez contacter Science Nord à Sudbury.

Les mines en cours d'exploitation ne sont pas ouvertes au public.

Bibliographie

Abel, M.K., Buchan, R., Coats, C.J.A. and Penstone, M.E. 1979. Copper mineralization in the Footwall Complex, Strathcona mine, Sudbury, Ontario; Canadian Mineralogist, v.17, p.275-285.

Arengi, J.T. 1977. Sedimentary evolution of the Sudbury Basin; unpublished MSc thesis, University of Toronto, 141p.

Barlow, A.E. 1904. Report on the origin, geological relations and composition of the nickel and copper deposits in the Sudbury Mining District, Ontario, Canada; Geological Survey of Canada Annual Report, Number 873, 236p.

——— 1906. On the origin and relations of the nickel and copper deposits of Sudbury, Ontario, Canada; Economic Geology, v.1, p.454-466.

Beales, F.W. and Lozej, G.P. 1975. Sudbury basin sediments and the meteoritic impact theory of origin for the Sudbury Structure; Canadian Journal of Earth Sciences, v.12, p.629-635.

Bell, R., 1891. On the Sudbury mining district; Geological Survey of Canada, Annual Report, New Series, 5, Part 1, p.5F-95F.

Brockmeyer, P. 1986. Geologische Kartierung der Sultana Property, Sudbury Distrikt (Ontario, Kanada), und die petrographische Untersuchung der Sudbury-Breccie; unpublished MSc thesis, University of Münster, Germany.

——— 1990. Petrographie, Geochemie und Isotopenuntersuchung an der Onaping-Formation im Nordteil der Sudbury-Struktur (Ontario, Kanada) und ein Modell zur Genese der Struktur; unpublished PhD thesis, University of Münster, Germany.

Brocoum, S.J. and Dalziel, J.W.D. 1974. The Sudbury Basin, the Southern Province, the Grenville Front, and the Penokean Orogeny; Geological Society of America Bulletin, v.85, p.1571-1580.

Burrows, A.G. and Rickaby, H.C. 1930. Sudbury Basin area; Ontario Department of Mines, Annual Report for 1929, v.38, pt.3, 55p. Accompanied by Map No. 38g.

Cantin, R. 1971. The Chelmsford — A Precambrian turbidite; unpublished BSc thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario.

Cantin, R. and Walker, R.G. 1972. Was the Sudbury Basin circular during deposition of the Chelmsford Formation?; in New developments in Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.93-101.

Card, K.D. 1968. Denison–Waters area, District of Sudbury; Ontario Department of Mines, Report 60. Accompanied by Map 2119, scale 1:31 680.

——— 1978. Geology of the Sudbury–Manitoulin area, districts of the Sudbury and Manitoulin; Ontario Geological Survey, Report 166, 238p. Accompanied by Map 2360, scale 1:126 720.

Card, K.D. and Hutchinson, R.W. 1972. The Sudbury Structure: Its regional geological setting; in New developments in Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.67-78.

Card, K.D., Gupta, V.K., McGrath, P.H. and Grant, F.S. 1984. The Sudbury Structure: Its regional geological and geophysical setting; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.25-44.

Clark, A.M. and Potapoff, P. 1959. Geology of the McKim mine; Geological Association of Canada; Proceedings, v.11, p.67-80.

Clendenen, W.S. 1986. Finite strain study of the Sudbury Basin, Ontario; unpublished MSc thesis, University of Colorado, Boulder, Colorado.

Coats, C.J.A. and Snajdr, P. 1984. Ore deposits of the North Range, Onaping–Levack area, Sudbury; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.327-346.

Cochrane, L.B. 1984. Ore deposits of the Copper Cliff Offset; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.347-359.

Coleman, A.P. 1905. The Sudbury nickel region; Ontario Bureau of Mines, Annual Report for 1905, v. 14, Part 3, p.1-188.

Coleman, A.P., Moore, E.S. and Walker, T.L. 1929. The Sudbury Nickel Irruptive; Contributions to Canadian Mineralogy, 1929, University of Toronto Press, 54p.

Collins, W.H. 1934. Life history of the Sudbury Nickel Irruptive I. Petrogenesis; Royal Society of Canada, Transactions, 3rd Series, v. 28, Section 4, p.123-177.

——— 1935. The life history of the Sudbury Nickel Irruptive II. Intrusion and deformation; Royal Society of Canada, Transactions, 3rd Series, v. 29, Section 4, p.27-47.

——— 1936. The life history of the Sudbury Nickel Irruptive III. Environment; Royal Society of Canada, Transactions, 3rd Series, v. 30, Section 4, p.29-53.

——— 1937. The life history of the Sudbury Nickel Irruptive IV. Mineralization; Royal Society of Canada, Transactions, 3rd Series, v. 31, Section 4, p.15-43.

Collins, W.H. and Cooke, H.C. 1938a. Espanola sheet, Sudbury District, Ontario; Canada Department of Mines and Resources, Mines and Geology Branch, Map 291A, scale 1:63 360.

——— 1938b. Copper Cliff Sheet, Sudbury district, Ontario; Canada Department of Mines and Resources, Mines and Geology Branch, Map 291A, scale 1:63 360.

——— 1947a. Chelmsford, Sudbury district, Ontario; Canada Department of Mines and Geology Branch, Map 871A, scale 1:63 360.

——— 1947b. Falconbridge, Sudbury district, Ontario; Canada Department of Mines and Resources, Mines and Geology Branch, Map 872A, scale 1:63 360.

Corfu, F. and Andrews, A.J. 1986. A U-Pb age for mineralized Nipissing diabase, Gowganda, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v.23, p.107-109.

Cowan, E.J. and Schwerdtner, W.M. 1990. Deformation of the Sudbury Structure and its envelope; Ontario Geological Survey Special Grant–Progress Report 1989-1990; unpublished.

Daly, R.A. 1947. The Vredefort ring-structure of South Africa; Journal of Geology, v.55, p.125-145.

Davis, G.C. 1984. Little Stobie mine: A South Range contact deposit; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.361-369.

Dence, M.R. 1972. Meteorite impact craters and the structure of the Sudbury Basin; in New developments of Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.7-18.

Dickson, C.W. 1903. The ore deposits of Sudbury; (Reprinted in 1913), American Institute of Mining Engineers, Transactions, New York, v. 34, p.1-67.

Dietz, R.S. 1964. Sudbury Structure as an astrobleme; Journal of Geology, v. 72, p.412-434.

——— 1972. Sudbury astrobleme, splash emplaced sublayer and possible cosmogenic ores; in New developments in Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.29-40.

Dressler, B.O. 1982. Footwall of the Sudbury Igneous Complex, District of Sudbury; in Summary of Field Work, 1982; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 106, p.73-75.

——— 1984a. General geology of the Sudbury area; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.57-82.

——— 1984b. Sudbury geological compilation; Ontario Geological Survey, Map 2491.

——— 1984c. The effects of the Sudbury Event and the intrusion of the Sudbury Igneous Complex on the footwall rocks of the Sudbury Structure; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.97-136.

——— 1987. Precambrian geology of Falconbridge Township, District of Sudbury; Ontario Geological Survey, Preliminary Map P.3067.

——— 1990. Gabbroic rocks of the Sudbury Basin and their possible economic significance; Ontario Geological Survey, Open File Report 5732, 13p.

Dressler, B.O., Gupta, V.K. and Muir, T.L. 1991. The Sudbury Structure; in Geology of Ontario; Ontario Geological Survey Special Volume 4, pt.1, p.593-625.

Dressler, B.O., Morrison, G.G., Peredery, W.V. and Rao, B.V. 1987. The Sudbury Structure, Ontario, Canada — A review; in Research in terrestrial impact structures, Friedrich Vieweg und Sohn; Braunschweig/Wiesbaden, Germany, p.39-68.

Dupuis, L., Whitehead, R.E.S. and Davies, J.F. 1982. Evidence for a genetic link between Sudbury breccias and Fenite breccias; Canadian Journal of Earth Sciences, v.19, p.1174-1184.

Easton, R.M. 1986 Geochronology compilation map for Ontario, sheet 3, East-Central Ontario; Ontario Geological Survey, Preliminary Map P.2842.

Faggart, B.E., Basu, A.R. and Tatsumoto, M. 1985. Origin of the Sudbury Complex by meteoritic impact: Neodymium isotopic evidence; Science, v. 230, p.436-439.

Fairbairn, H.W. and Robson, G.M. 1942. Breccia at Sudbury, Ontario; Journal of Geology, v.50, p.1-33.

——— 1943. Breccia at Sudbury; Ontario Department of Mines, Annual Report for 1941, v.50, pt.6, p.18-33.

Fairbairn, H.W., Faure, G., Pinson, W.H. and Hurley, P.M. 1968. Rb-Sr whole-rock age of the Sudbury lopolith and basin sediments; Canadian Journal of Earth Sciences, v.5, p.707-714.

Fleet, M. 1979. Tectonic origin for Sudbury, Ontario, shatter cones; Geological Society of America Bulletin, v.90, p.1177-1182.

——— 1980. Tectonic origin for Sudbury, Ontario, shatter cones: Reply; Geological Society of America Bulletin, v.91, p.755-756.

Frarey, M.J., Loveridge, W.D. and Sullivan, R.W. 1982. A U-Pb zircon age for the Creighton Granite, Ontario; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p.129-132.

French, B.M. 1968. Sudbury Structure, Ontario: some petrographic evidence for an origin by meteorite impact; in Shock metamorphism of natural materials, Mono Books, Baltimore, p.383-412.

——— 1970. Possible relations between meteorite impact and igneous petrogenesis, as indicated by the Sudbury Structure, Ontario, Canada; Bulletin Volcanologique, v.34, p.466-517.

——— 1972. Shock-metamorphic features in the Sudbury Structure, Ontario: A review; in New developments in Sudbury geology, Geological Assocociation of Canada, Special Paper 10, p.19-28.

Grant, R.W. and Bite, A. 1984. Sudbury quartz diorite Offset Dikes; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.275-300.

Guy-Bray, J. and Geological Staff, 1966. Shatter cones at Sudbury; Journal of Geology, v.74, p.243-245.

Hamilton, W. 1960. Form of the Sudbury lopolith; Canadian Mineralogist, v.6, p.437-447.

Knight, C.W. 1917. Geology of the Sudbury area and description of Sudbury ore bodies; Report of the Royal Ontario Nickel Commission, 1917, p.104-211.

Krogh, T.E., Davis, D.W. and Corfu, F. 1984. Precise U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbury area; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.431-446.

Lakomy, R. 1990. Petrographie, Geochemie und Sr-Nd-Isotopie der Footwall-Breccie im Nordteil der Sudbury-Struktur, Kanada; unpublished PhD thesis, University of Münster, Germany.

Martin, W.G. 1957. Errington and Vermilion mines; in Structural geology of Canadian ore deposits, Volume 2, 6th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, p.363-376.

Morrison, G.G. 1984. Morphological features of the Sudbury Structure in relation to an impact origin; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.513-520.

Müller-Mohr, V. 1988. Geologische Kartierung im zentralen Teil von Levack Township, Sudbury–Distrikt (Ontario, Kanada), und die Untersuchung der Sudbury–Breccie im Norden der Sudbury–Struktur; Petrographie und Verbreitung entlang eines Profils in der North Range der Struktur. Unpublished MSc thesis, University of Münster, Germany.

Muir, T.L. 1982. Geology and origin of the Onaping Formation; in Summary of Field Work, 1982, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 106, p.76-79.

——— 1983. Geology of the Morgan Lake–Nelson Lake area, District of Sudbury; Ontario Geological Survey, Open File Report 5426, 203p.

——— 1984. The Sudbury Structure: Considerations and models for an endogenic origin; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.449-489.

Muir, T.L. and Peredery, W.V. 1984. The Onaping Formation; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.139-210.

Naldrett, A.J. 1984a. Ni-Cu ores of the Sudbury Igneous Complex - Introduction; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.302-307.

——— 1984b. Mineralogy and composition of the Sudbury ores; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.309-325.

——— 1984c. Summary, discussion, and synthesis; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.533-569.

Naldrett, A.J., Bray, J.G., Gasparrini, E.L., Podolsky, T. and Rucklidge, J.C. 1970. Cryptic variation and petrology of the Sudbury Nickel Irruptive; Economic Geology, v.65, p.122-155.

——— 1972. The Main Irruptive and the Sublayer at Sudbury, Ontario; Proceedings, 24th International Geological Congress, Montreal, Canada, Section 4, p.206-214.

Naldrett, A.J. and Hewins, R.H. 1984. The Main Mass of the Sudbury Igneous Complex; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.235-251.

Naldrett, A.J., Hewins, R.H., Dressler, B.O. and Rao, B.V. 1984. The Contact Sublayer of the Sudbury Igneous Complex; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.253-274.

Naldrett, A.J. and Kullerud, G. 1965. Investigations of the nickel-copper ores and adjacent rocks of the Sudbury District, Ontario; Carnegie Institution, Annual Report of the Director, Geophysical Laboratory, 1964-1965, p.177-188.

——— 1967a. Investigations of the nickel-copper ore and adjacent rocks of the Strathcona mine, Sudbury District, Ontario; Carnegie Institution, Annual Report of the Director, Geophysical Laboratory, 1965-1966, p.302-320.

——— 1967b. A Study of the Strathcona mine and its bearing on the origin of the nickel-copper ores of the Sudbury District, Ontario; Journal of Petrology, v.8, p.453-531.

Naldrett, A.J., Rao, B.V. and Evensen, N.M. 1988. Contamination at Sudbury and its role in ore formation; in Metallogeny of basic and ultrabasic rocks, Institute of Mining and Metallurgy, London, England, p.75-91.

Offield, T.W. and Pohn, H.A. 1977. Deformation at the Decaturville Impact Structure, Missouri, in Impact and explosion cratering, Pergamon Press, New York, p.321-341.

Owen, D.L. and Coats, C.J.A. 1984. Falconbridge and East mines; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.371-378.

Pattison, E.F. 1979. The Sudbury Sublayer; Canadian Mineralogist, v.17, p.257-274.

Peredery, W.V. 1972a. Chemistry of fluidal glasses and melt bodies in the Onaping Formation; in New developments in Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.49-59.

——— 1972b. The origin of rocks at the base of the Onaping Formation, Sudbury, Ontario; unpublished PhD Thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 366p.

——— 1990. Geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario; Field Trip 7, 8th IAGOD Symposium, Ottawa, Ontario, Geological Survey of Canada, Open File Report 2162, 38p.

Peredery, W.V. and Morrison, G.G. 1984. Discussion of the origin of the Sudbury Structure; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.491-511.

Peredery, W.V. and Naldrett, A.J. 1975. Petrology of the Upper Irruptive Rocks, Sudbury, Ontario; Economic Geology, v.70, p.164-175.

Phemister, T.C. 1926. Igneous rocks of Sudbury and their relation to the ore deposits; Ontario Department of Mines, Annual Report for 1925, v.34, pt.8, p.1-61.

Pye, E.G., Naldrett, A.J. and Giblin, P.E., eds., 1984. The geology and ore deposits of the Sudbury Structure; Ontario Geological Survey, Special Volume 1, 603p.

Rousell, D.H. 1972. The Chelmsford Formation of the Sudbury Basin - A Precambrian turbidite; in New developments in Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.79-91.

Rousell, D.H. 1983. Nature and origin of mineralization inside the Sudbury Basin; Ontario Geological Survey, Open File Report 5443, 53p.

——— 1984a. Onwatin and Chelmsford formations; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.211-217.

——— 1984b. Mineralization in the Whitewater Group; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.219-232.

——— 1984c. Structural geology of the Sudbury Basin; in The geology and ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p.83-95.

Sadler, J.F. 1958. A Detailed Study of the Onwatin Formation; unpublished MSc Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 184p.

Shand, S.J. 1916. The pseudotachylite of Parijs (Orange Free State); Geological Society of London, Quarterly Journal, v.72, p.198-221.

Shanks, W.S. 1990. Deformation of the central and the southern portions of the Sudbury Structure, Sudbury, Canada; unpublished PhD thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario.

Souch, B.E., Podolsky, T. and Geological Staff, The International Nickel Company of Canada, Limited, 1969. The sulphide ores of Sudbury: Their particular relationship to a distinctive inclusion-bearing facies of Nickel Irruptive; in Magmatic ore deposits, Economic Geology, Memoir 4, p. 252-261.

Speers, E.C. 1957. The age relationship and origin of common Sudbury Breccia; Journal of Geology, v.65, p.497-514.

Stevenson, J.S. 1961a. Origin of quartzite at the base of the Whitewater series, Sudbury Basin, Ontario; 21st International Geological Congress, Part 26, p.32-41

——— 1961b. Recognition of the Quartzite Breccia in the Whitewater series, Sudbury Basin, Ontario; Transactions of the Royal Society of Canada, 3rd Series, v.60, p.57-66.

——— 1963. The upper contact phase of the Sudbury micropegmatite; Canadian Mineralogist, v.7, p.413-419.

——— 1972. The Onaping ash-flow sheet, Sudbury, Ontario; in New developments in Sudbury geology, Geological Association of Canada, Special Paper 10, p.41-48.

Stevenson, J.S. and Colgrove, G.L. 1968. The Sudbury Irruptive: Some petrogenetic concepts based on recent field work; 23rd International Geological Congress, Praque, Czechoslovakia, Section 4, v.5, p.27-35.

Stevenson, J.S. and Stevenson, L.S. 1980. Sudbury, Ontario, and the meteorite theory; Geoscience Canada, v.7, p.103-108.

Stockwell, C.H. 1982. Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. Part 1, Geological Survey of Canada, Paper 80-19, 135p.

Stüoffler, D., Avermann, M., Bischoff, L., Brockmeyer, P., Deutsch, A., Dressler, B.O., Lakomy, R. and Müller-Mohr, V. 1989. Sudbury, Canada: Remnant of the only multi-ring (?) impact basin on Earth; Annual Meeting, Vienna, Austria, Meteoritical Society, Abstract.

Thomson, J.E. 1957. Geology of the Sudbury Basin; Ontario Department of Mines, Annual Report for 1956, v.65, pt.3, p.1-56.

——— 1969. A discussion of Sudbury geology and sulphide deposits; Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 30, 22p.

Walker, T.L. 1935. Magmatic differentiation as shown in the nickel-intrusive of Sudbury, Ontario; University of Toronto Studies, Geology Series, Number 38, Contributions to Canadian Mineralogy, p.23-30.

Wandke, A. and Hoffman, R. 1924. A study of Sudbury ore deposits; Economic Geology, v.19, p.169-204.

Williams, H. 1957. Glowing avalanche deposits of the Sudbury Basin; Ontario Department of Mines, Annual Report for 1956, v.65, pt.3, p.57-89.

Wilson, H.D.B. 1956. Structure of lopoliths; Geological Society of America, v.67, p.289-300.

Yates, A.B. 1948. Properties of International Nickel Company of Canada; in Structural geology of Canadian ore deposits, Jubilee Volume, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, p.596-617.

Figure 4. *Sudbury Breccia* situé près de la mine à ciel ouvert Hardy, canton de Levack.

Figure 4. Sudbury Breccia, located near Hardy Open Pit, Levack Township.

Figure 5. *Footwall Breccia* situé au pied de la colline, au nord de la mine Strathcona, canton de Levack.

Figure 5. Footwall Breccia, located at the bottom of the hill north off Strathcona mine, Levack Township.

Figure 8. *Basal Member du South Range* ("brèche de quartzite") de la Formation d'Onaping, canton de Fairbanks.

Figure 8. Basal Member of South Range ("Quartzite Breccia") of Onaping Formation, Fairbank Township.

Figure 9. Contact entre le *Basal Member* (en haut à droite de la photo) et le *Gray Member*, canton de Morgan. Photo P. Brockmeyer, université de Münster, Allemagne.

Figure 9. Contact between Basal Member (right half of photograph) with Gray Member, Morgan Township. Photograph courtesy of P. Brockmeyer, University of Münster, Germany.

Figure 10. Le *Gray Member* est ici principalement constitué de verres recristallisés à structure fluidale contenant un grand fragment d'arénite stratifiée du Supergroupe de l'Huronien, canton de Morgan. Photo P. Brockmeyer, université de Münster, Allegmagne.

Figure 10. Gray Member, here consisting mainly of fluidal, recrystallized glasses and a large fragment of arenite showing bedding derived from Huronian Supergroup, Morgan Township . Photograph courtesy of P. Brockmeyer, University of Münster, Germany.

Figure 11. Vue au microscope de "l'horizon à éclats chloritisés", canton de Morgan. La vacuole du centre est remplie de chlorite. D'autres vacuoles sont écrasées. La longueur de la photo représente un segment de 2,3 mm. Photomicrographie P. Brockmeyer, université de Münster, Allemagne.

Figure 11. Photomicrograph from "chlorite shard horizon", Morgan Township. Cavity in centre is filled with chlorite. Other cavities are collapsed. Length of photograph equals 2.3 mm. Photomicrograph courtesy of P. Brockmeyer, University of Münster, Germany.

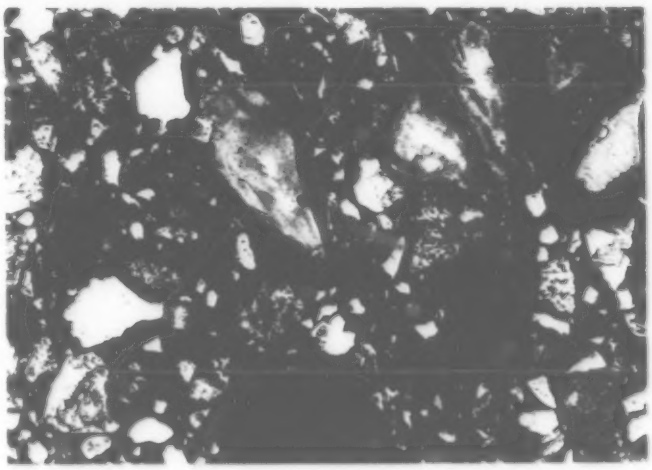

Figure 12. *Black Member*, canton de Morgan. Les fragments sont des verres chloitisés (verdâtres), des minéraux et des roches (gris et blancs), ainsi que des sulfures (noir). La matrice contient du carbone. La longueur de la photo représente un segment de 2,3 mm. Photomicrographie P. Brockmeyer, université de Münster, Allemagne.

Figure 12. Black Member, Morgan Township. Fragments are chloritized glasses (greenish), minerals and rocks (gray and white) and sulphides (black). Matrix contains carbon. Length of photograph equals 2.3 mm. Photomicrograph courtesy of P. Brockmeyer, University of Münster, Germany.

Figure 13. Concrétion de carbonate dans la grauwacke de la Formation de Chelmsford, route 144 entre Chelmsford et Dowling.

Figure 13. Carbonate concretions in wacke of Chelmsford Formation, Highway 144 between Chelmsford and Dowling.

Figure 15. Sublayer minéralisé, site de la découverte, route 17 près de la mine Murray.

Figure 15. Mineralized Sublayer, Discovery site, Highway 144 near Murray mine.

Figure 16. *Contact Sublayer*, au nord de la route qui mène de la mine Levack à la mine Strathcona (voir la figure 17, site A). Fragments mafiques dans une matrice de diorite quartzique (échelle en cm).

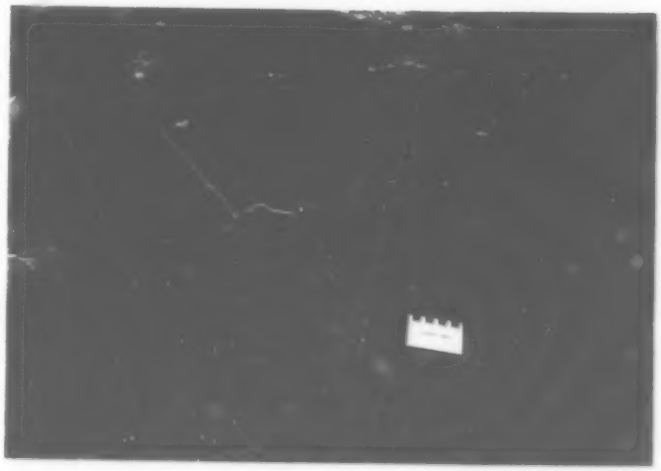

Figure 16. Contact sublayer, north of road that leads from Levack to Strathcona mine (see Figure 17, location A). Mafic fragments in quartz-dioritic matrix (scale in cm).

Figure 18. Début de fusion. La moitié inférieure de la photo montre un petit dyke gris de *Sudbury Breccia* à peu près horizontal (voir la figure 17, site D).

Figure 18. Incipient melting. Approximately horizontal, gray dikelet of Sudbury Breccia in lower half of photograph (see Figure 17, location D).

Figure 19. Début de fusion *in situ*. Leucosome granitique de migmatite archéenne dans le mur. Les parties claires entourant les parties plus sombres de roche constituée de quartz et de feldspath représentent un début de fusion.

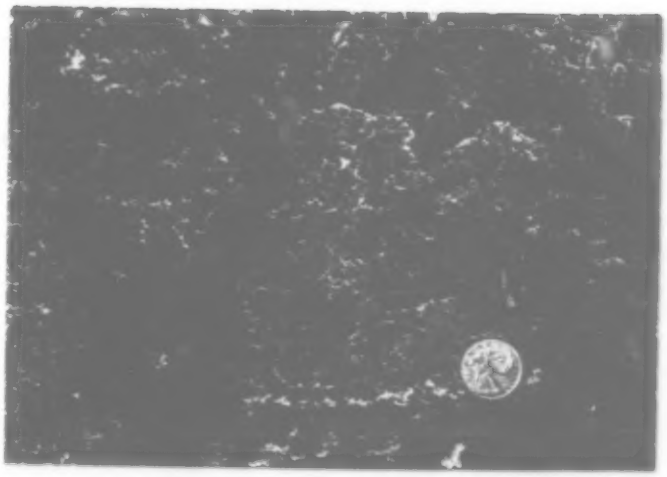

Figure 19. Incipient, in situ melting. Granitic leucosome of Archean migmatite of footwall. Light portions rimming darker parts of quartz-feldspar rock represents incipient melt (see Figure 17, location C).